



Etude géologique de la bordure ouest de l'arc de Castellane (Alpes de Haute Provence-Var)

Guner Unalan

► To cite this version:

Guner Unalan. Etude géologique de la bordure ouest de l'arc de Castellane (Alpes de Haute Provence-Var). Minéralogie. Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1970. Français. NNT: . tel-00579801v2

HAL Id: tel-00579801

<https://theses.hal.science/tel-00579801v2>

Submitted on 23 Aug 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



tel-00579801, version 1 - 25 Mar 2011

Doctorat de 3^{ème} Cycle
N° d'ordre



THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Güner ÜNALAN

Etude géologique de la bordure ouest de l'arc de
Castellane

(Alpes de Haute Provence — Var)

Soutenue le: 1970 devant la Commission d'Examen:

President	M	R . BARBIER	Professeur
Examineurs	MM	J . DEBELMAS	"
		J . GUILLEMOT	"
		C . KERCKHOVE	Maitre assistant Docteur ès sciences

Doctorat de 3^{ème} Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Güner ÜNALAN

Etude géologique de la bordure ouest de l'arc de
Castellane

(Alpes de Haute Provence — Var)

Soutenue le: 1970 devant la Commission d'Examen:

President M R . BARBIER Professeur

Examineurs MM J . DEBELMAS " à l'ENSPM
J . GUILLEMOT " assistant
C . KERCKHOVE Maitre Docteur ès sciences

AVANT-PROPOS

Au moment où s'achève ce travail, il m'est un agréable devoir de remercier ceux qui m'ont permis de l'accomplir.

Je remercie Monsieur le professeur J. DEBELMAS d'avoir accepté de diriger ce travail et d'être venu sur mon terrain.

Mes remerciements vont également à tous les professeurs et à tout le corps enseignant de l'Institut Dolomieu qui m'ont appris la géologie.

Je dois beaucoup de reconnaissance à Monsieur J. GUILLEMOT qui n'a cessé de se rendre sur mon terrain chaque fois qu'il a été nécessaire et qui m'a toujours entouré de ses conseils dans son laboratoire à l'E. N. S. P. M.

Mes remerciements vont également à Madame Y. GUBLER et à Monsieur J-P. BERTRAND avec qui j'ai eu de fructueuses discussions.

J'en tiens à remercier :

Monsieur N. GREKOF pour l'examen des Ostracodes ;

Monsieur et Madame BIZON pour la détermination des microfaunes ;

Monsieur P. MEIN pour la détermination des mammifères ;

Monsieur G. TRUC pour la détermination des Gastéropodes de petite taille ;

Messieurs GIDON et THIEULOY pour la détermination des macrofossiles ;

Madame C. FONDEUR pour l'étude des minéraux lourds ;

Monsieur A. DESPRAIRIES pour l'étude des argiles.

Mes remerciements s'adressent aussi au personnel technique de l'Institut Dolomieu qui se sont chargés de l'impression de ce texte.

Je suis reconnaissant au M. T. A. (Institut d'Etude et de Recherche Minière de Turquie) de la bourse qu'il m'a accordée pour mes études.

Je ne saurais oublier enfin Mademoiselle L. HERMELIN, maire de Châteauredon, pour l'hospitalité qu'elle m'a offerte pendant mes séjours à Châteauredon.

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
INTRODUCTION	
a) Cadre géographique	1
b) Cadre géologique	1
c) Historique	1
PREMIERE PARTIE - STRATIGRAPHIE	
I. - MESOZOIQUE	7
INTRODUCTION	7
DESCRIPTION DES TERRAINS MESOZOIQUES	7
A. - TRIAS	7
B. - JURASSIQUE	7
1) Lias	7
2) Jurassique moyen à supérieur : J ⁵⁻¹	7
3) Jurassique supérieur calcaréo-marneux : J ⁸⁻⁶	8
4) Jurassique terminal : J ⁹	8
a) Partie sud	8
b) Partie nord	10
C. - CRETACE INFERIEUR	10
1) Zone IV	10
2) Zone III	12
3) Zone II	13
D. - CRETACE SUPERIEUR	14
II. - TERTIAIRE	15
INTRODUCTION	15
DESCRIPTION DES SERIES TERTIAIRES	15
A. - SERIE DE CHATEAUREDON	15
a) Formation mA	15
b) Formation mB	17

INTRODUCTION

A. - CADRE GEOGRAPHIQUE

Le périmètre étudié couvrant environ 250 km² se situe à cheval entre le département des Alpes de Haute Provence et du Var, sur la bordure orientale du plateau de Valensole (planche 1).

Ses limites respectives sont :

- au Nord, une ligne est-ouest passant par le Chaffaut-Lagremuse et la falaise de Cousson ;
- à l'Est, une ligne Chabrières - Aiguines ;
- au Sud, le Grand Plan de Canjuers ;
- à l'Ouest, une ligne passant par Sainte-Croix-du-Verdon et le Chaffaut-Lagremuse.

Cette zone couvre partiellement les feuilles au 1/25 000 de Digne 1-2, 5-6 et de Moustiers-Sainte-Marie 1-2, 5-6.

B. - CADRE GEOLOGIQUE

Ce secteur comporte aussi bien géologiquement que topographiquement deux ensembles différents ;

Le premier à l'Est, formé essentiellement de terrains d'âge jurassique et crétacé, est une partie de la bordure externe des chafnes sub-alpines plus particulièrement du faisceau de plis complexes chevauchants de "l'arc de Castellane".

Le deuxième à l'Ouest, représentant la bordure orientale du bassin de Valensole appelé aussi bassin de Digne, est formé uniquement de terrains d'âge tertiaire et quaternaire. Il s'oppose au premier par une topographie beaucoup plus douce.

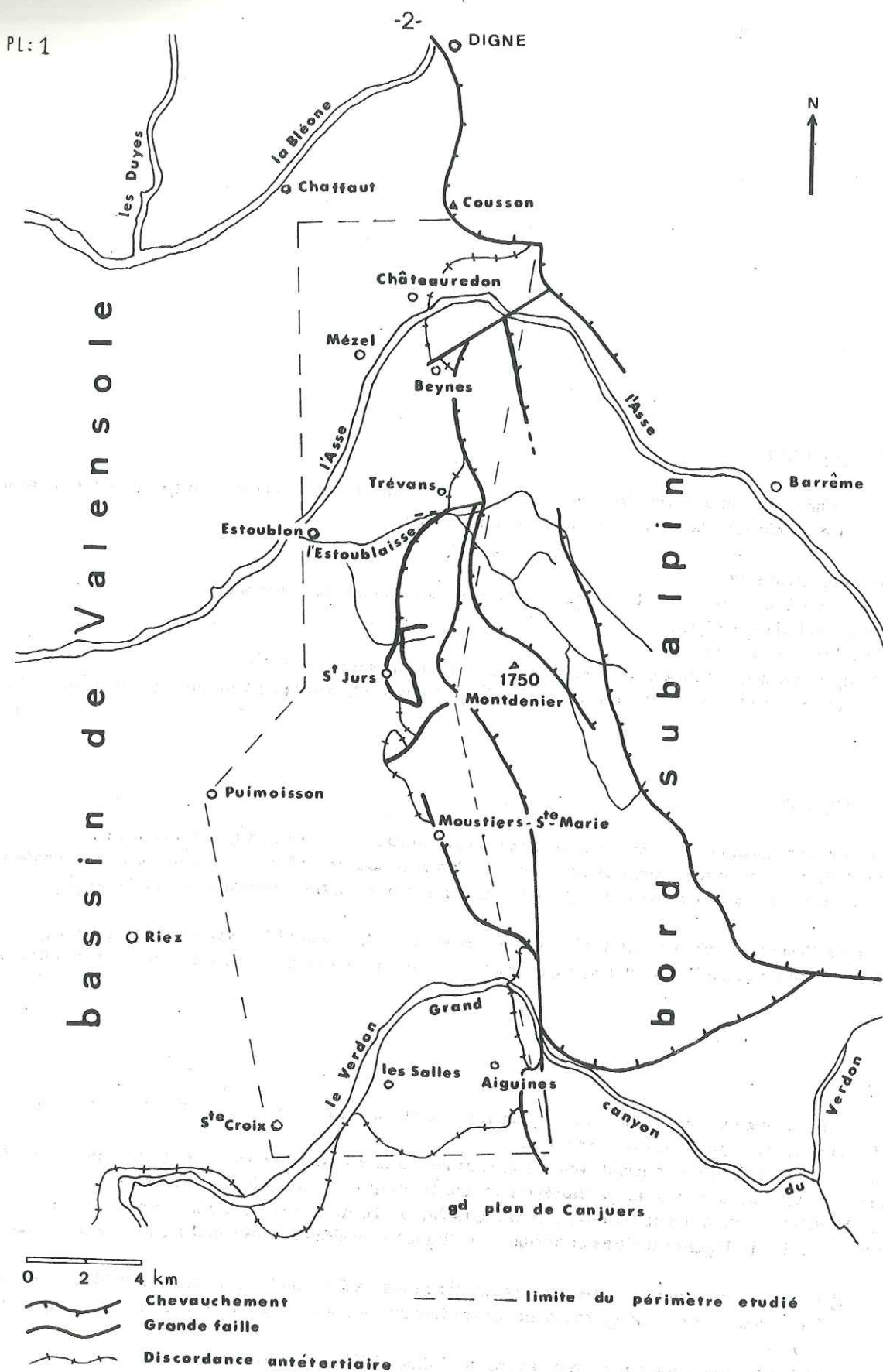
C. - HISTORIQUE

Parmi les premiers auteurs ayant étudié cette région il faut citer les noms de M. COLLOT, Ch. DEPERET, H. DOUXAMI, W. KILIAN, A. LANQUINE, G. DENIZOT.

Plus tard J. GOGUEL (1936) donne peu de renseignements concernant la stratigraphie et la tectonique de cette région. Il attribue au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur la totalité des conglomérats de Valensole.

A.F. De LAPPARENT (1938) insiste surtout sur la stratigraphie du Tertiaire : il montre à Beynes et à Trévans l'existence locale de calcaire lacustre lutétien et attribue à l'Oligocène supérieur continental les formations suivantes :

- a) les premières couches détritiques reposant sur le Mésozoïque du Nord de dôme de Châteauredon ;
- b) les marnes jaunes avec gypse fibreux et poudingues surmontant les calcaires lacustres lutétiens à Beynes ;
- c) le lambeau de conglomérat reposant sur le Crétacé inférieur au Nord Est de Trévans ;



LOCALISATION DU PERIMETRE ETUDIE

- d) les conglomérats qui affleurent à l'Est de Moustiers-Sainte-Marie, sur le chemin de Vénasque ;
- e) les conglomérats de la sortie des gorges du Verdon.

Quant à l'épaisse formation des poudingues de Valensole, elle serait pontienne dans sa partie inférieure, pliocène inférieur voire même pliocène supérieur dans sa partie supérieure. Il cite à Négaras, une discordance incontestable à l'intérieur de cette série, séparant Pontien et Pliocène.

Plus récemment, plusieurs diplômes ont été effectués sur cette région par :

- G. DONAT (1958)
- C. MARQUAIRE (1956)
- B. PLAUCHUT (1956)
- P. MOREAU (1961).

PREMIERE PARTIE - STRATIGRAPHIE

I. - MESOZOIQUE

INTRODUCTION

Dans ce mémoire on ne trouvera pas d'étude détaillée de la stratigraphie du Mésozoïque.

On se limitera à une brève description de la lithologie des grands ensembles. Les attributions d'étages et leurs limites ne seront pas discutées. Les travaux antérieurs fournissent en effet des informations suffisantes pour la cartographie et l'étude structurale.

Pour le Jurassique moyen et supérieur, ont été distingués de bas en haut, trois ensembles lithologiques différents :

- Jurassique moyen à supérieur : J⁵⁻¹
- Jurassique supérieur calcaréo-marneux : J⁸⁻⁶
- Jurassique terminal : J⁹.

Pour le Crétacé, on a adopté les limites utilisées par G. THOMEL (1964) et P. COTILLON (1968).

Dans les régions de Trévans et de Saint-Jurs, tectoniquement très compliquées, Berriasien, Valanginien et Hauterivien ont été groupés sous la désignation n. (Néocomien).

DESCRIPTION DES TERRAINS MESOZOIQUES

A. - TRIAS (t)

Il affleure du Nord au Sud, dans la falaise de Cousson, à l'Est de Beynes, à l'Est de Trévans, près du château de Trévans, et à Saint-Jurs.

On le rencontre sous forme de dolomie grise, gypse bariolé (rouge blanc et noir) généralement écrasé et cargneule jaunâtre.

Ces formations ne contiennent pas de fossiles.

B. - JURASSIQUE

1) - Lias

Il affleure normalement sur le Trias chevauchant à l'Est de Châteauredon où il forme la falaise de Cousson et à l'Est de Trévans, au pied de la montagne de Beynes.

Ces terrains constituent notre limite est cartographique. De ce fait aucune étude de détail n'a été faite.

2) - Jurassique moyen à supérieur : J⁵⁻¹

On le rencontre à Saint-Jurs, dans le ravin de Fouent-Santé et dans celui de Pertus qui sont tous les deux situés au Nord de Moustiers-Sainte-Marie ainsi que dans le ravin d'Angouire au Sud de ce village.

Il s'agit d'une alternance de bancs calcaires gris-jaune de 20 - 50 cm d'épaisseur grumeleux et de lits marneux gris de 20 - 30 cm. L'épaisseur de l'ensemble ne peut être mesurée exactement. Elle est de l'ordre de 100 m.

Dans cet ensemble nous avons récolté :

Macrocephalites macrocephalus
Reneikeia aff. multicostata
Bigotites sp.
Sowerbicerias tortisulcatum
Cadomites sp.
Bochianites sp.
Grossouvreia sp.
Cancellophicus sp.

Le faciès Terres Noires n'existe pas sur notre terrain. On ne les rencontre qu'à quelques kilomètres plus au Nord Est de ce secteur.

3) - Jurassique supérieur calcaréo-marneux : J⁸⁻⁶, 80 m

Il affleure dans le ravin de Pierre Grosse au Sud Est du château de Trévans, ainsi que dans les mêmes ravins que pour J⁵⁻¹ cités plus haut.

Aux calcaires grumeleux de l'ensemble inférieur font suite des calcaires très régulièrement stratifiés, en bancs de 30 - 60 cm d'épaisseur, séparés par de petits lits marneux. Les calcaires sont lithographiques, très durs à patine grise. Vers le sommet ils se chargent en pyrite.

Les fossiles y sont rares. C. MARQUAIRE cite dans son diplôme :

Oppelia wenzoli à la base et
Taramelliceras aff. karnin
Taramelliceras pseudoholbeini au sommet

On y rencontre en outre :

Perisphinctes (Orthosphinctes ?)
Laevaptychus sp.

4) - Jurassique terminal : J⁹

Cet ensemble est visible partout et forme les principaux sommets, falaises et crêtes du secteur.

Du Sud au Nord le faciès de cet ensemble change. Nous avons essentiellement deux parties, l'une au Nord, l'autre au Sud de Trévans (planche 2).

a) Partie sud

Les calcaires présentent un faciès néritique, très épais (P. COTILLON) qui est celui des "calcaires blancs de Provence". Leur épaisseur est de l'ordre de 400 m.

La partie basale est très massive et ne présente aucune stratification. Ce n'est qu'au sommet et sur une épaisseur de 15 à 40 m qu'apparaît le litage des bancs. A la base, comme au sommet ces calcaires sont toujours blancs. Ils se révèlent à la cassure soit comme une calcarénite, soit comme un calcaire lithographique.

Ils renferment de nombreux polypiers, ainsi que :

Rhyrchonella astieriana
Terebratula moravica

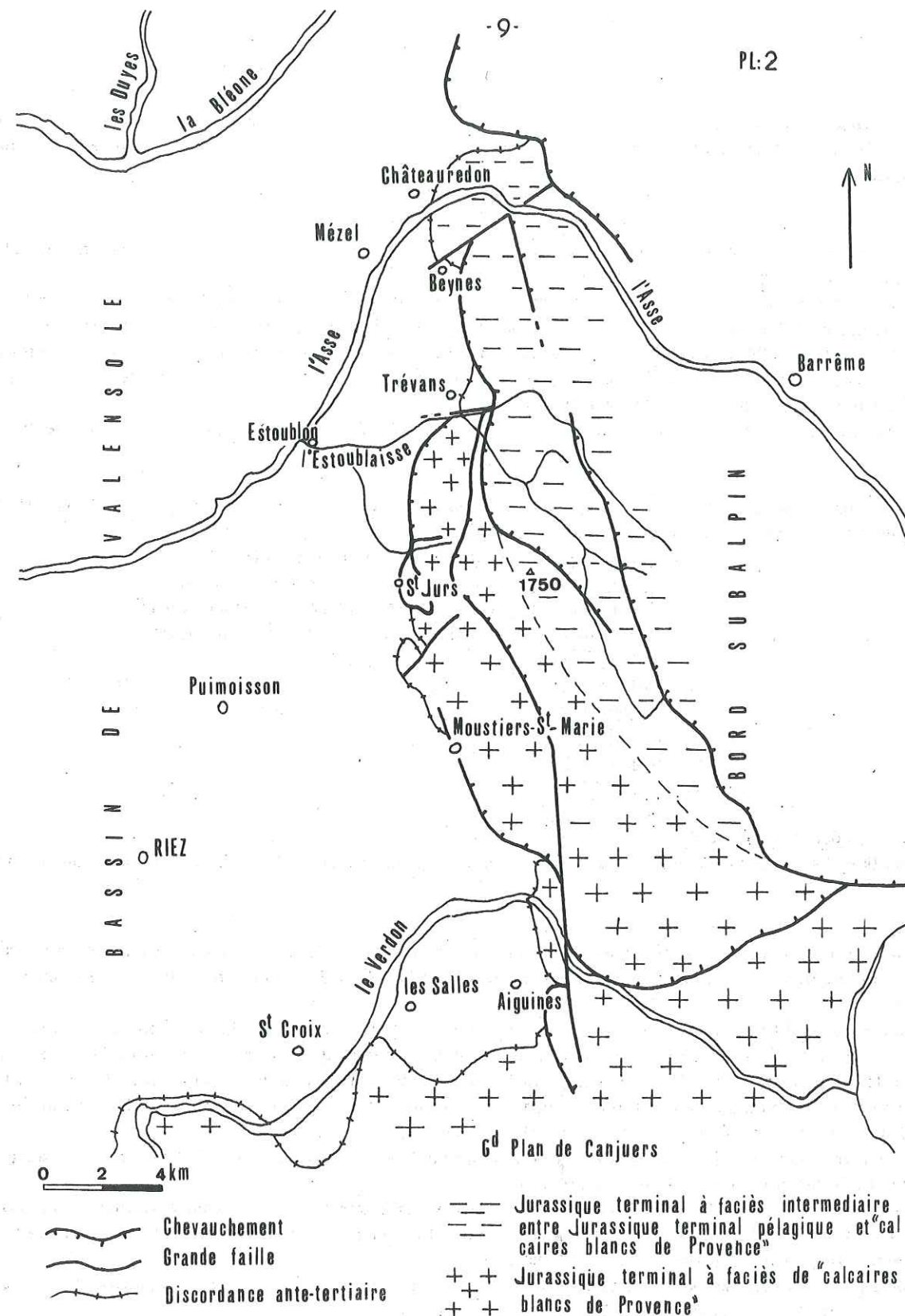
qui ont déjà été signalés par C. MARQUAIRE. On y rencontre aussi :

Dictyothisyris sp. en abondance.

Parfois au milieu de cette formation apparaissent des lentilles de dolomie visibles à l'Ouest de l'Ourbés et sur la rive droite du ravin d'Angouire. Elles se localisent dans des zones tectoniquement tourmentées.

L'aspect en lames minces des "calcaires blancs de Provence" peut varier entre deux extrêmes selon qu'il s'agit d'un calcaire lithographique ou d'une calcarénite. On observe soit une micrite avec très peu ou pas de restes organiques (les organismes existants sont toujours altérés par une recristallisation calcitique), soit la micrite rare, remplacée secondairement par la calcite largement cristallisée, à ooclastes et intraclastes.

Au point de vue micro-organisme, on rencontre des Miliolines comme Triloculines, Quenqueloculines, des Textulaires et des Ostracodes.



CARTE DE REPARTITION DES CALCAIRES BLANCS DE PROVENCE
D'APRES P. COTILLON

P. COTILLON signale en outre des Dasycladacées, des débris d'organismes divers (Echinodermes, Lamellibranches, Spongiaires, Stromatopores) et des organismes planctoniques comme Radiolaires et à titre tout à fait exceptionnel, des Calpionelles.

b) Partie nord

Le faciès est ici intermédiaire entre le faciès néritique des "calcaires blancs de Provence" et le faciès pélagique qui n'apparaît que plus loin vers le Nord Est.

Une belle coupe dans cette partie nord est observable aux Clues de Chabrières. Il s'agit là des calcaires durs et compacts, épais de 200 m, de teinte café au lait à la base, devenant beige vers le sommet. Ils sont divisés en bancs d'épaisseur variant entre 20 et 200 cm. Ces bancs sont séparés par des joints ondulés ou stylolithiques. Certains bancs sont dolomitiques et certains autres renferment des nodules de silex pouvant atteindre 30 cm de longueur. Le dernier banc de Jurassique se termine par une surface corrodée.

En lame mince, on observe deux microfaciès différents : soit un calcaire micritique, soit un calcaire graveleux à algues.

Tout à fait au sommet de la série, G. THOMEL signale un bon exemplaire de Pygope janitor. On y rencontre en outre d'autres Brachiopodes et des Belemnites indéterminables et :

- Calpionella alpina grandis (Jurassique supérieur)
- Crassicollaria parvula (Jurassique supérieur - Berriasien)
- Crassicollaria intermedia (Jurassique supérieur - Berriasien)
- Néotrocholina sp (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur)
- Saccochoma sp (Jurassique supérieur)
- Robulus
- Nannoconus
- Radiolaires
- Globochaete

C. - CRETACE INFÉRIEUR

Nous allons l'examiner du Sud au Nord suivant la carte séquentielle donnée par P. COTILLON (planche 3).

1) - Zone IV

Le Crétacé inférieur s'y présente avec un faciès néritique. Il affleure assez largement sur les deux rives du Verdon, à la sortie des gorges. On en retrouve quelques petits affleurements à l'Est de Sainte-Croix-du-Verdon et au Sud d'Aiguines.

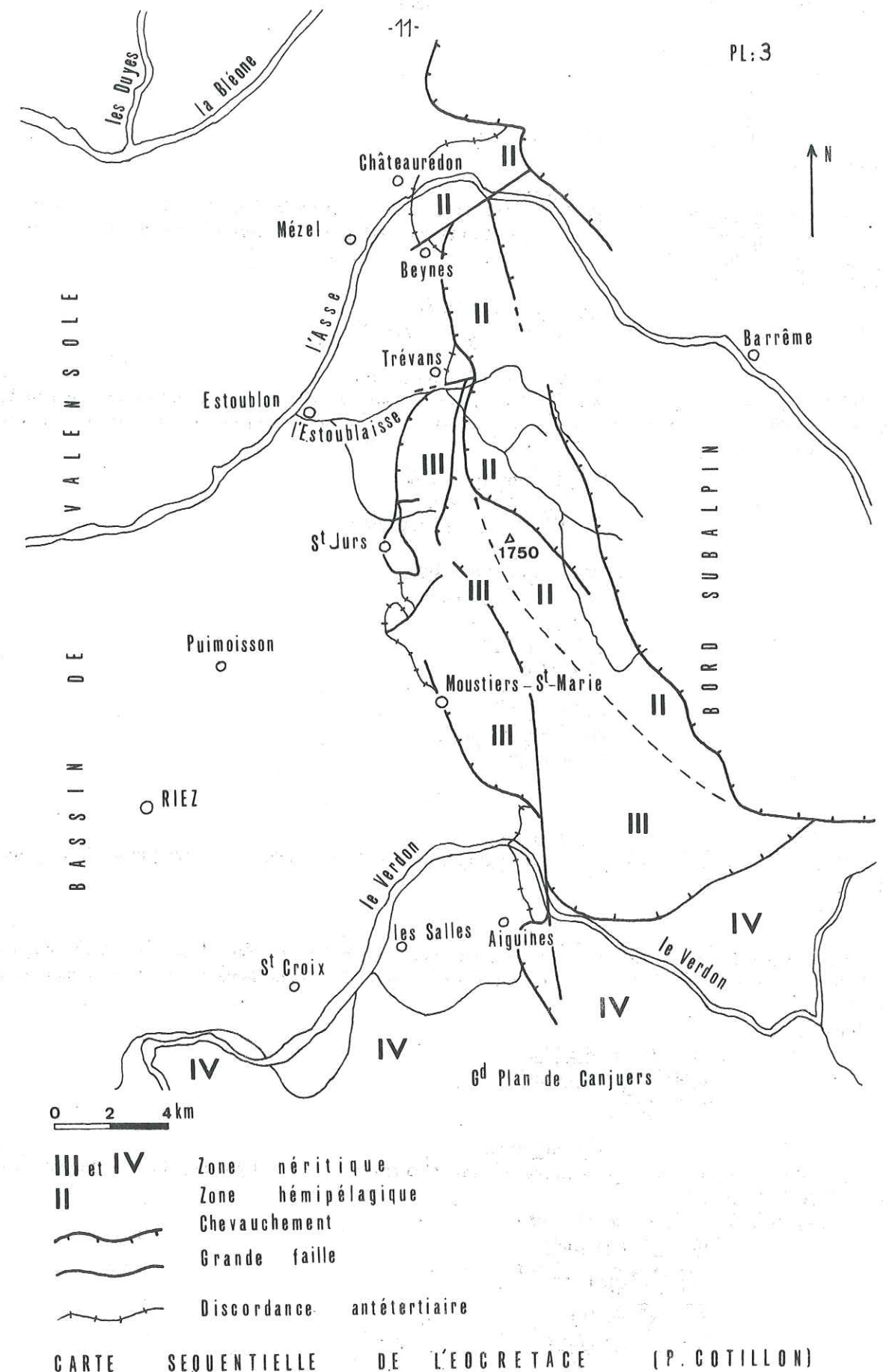
Dans cette zone IV, le dernier banc des "calcaires blancs de Provence" se termine par une surface légèrement ferrugineuse, au-dessus de laquelle viennent directement des calcaires beiges se débitant en dalles de 30 cm à 1 m. L'épaisseur de ces calcaires varie de 4 à 40 m. P. COTILLON y signale la présence d'Ammonites, de Foraminifères et de débris non roulés d'Echinodermes. Ils sont surmontés par des marnes et des calcaires marneux jaunes dans lesquels B. PLAUCHUT a récolté une faune appartenant à l'Hauterivien.

Sur ces marno-calcaires jaunes, on trouve directement quelques affleurements de Cénomaniens discordants (près de la ferme de Vernis et dans le ravin de Gorge Fère).

Au point de vue datation (P. COTILLON), le sommet des "calcaires blancs de Provence" a fourni plusieurs fossiles d'âge crétacé inférieur. D'autre part les calcaires beiges en dalles qui viennent au-dessus ont livré à leur base, à la Palud, quelques rares Ammonites de Valanginien supérieur.

On doit par conséquent admettre que les "calcaires blancs de Provence" essentiellement jurassiques, englobent le Valanginien inférieur dans cette zone IV.

Au point de vue cartographique, les "calcaires blancs de Provence" seront considérés dans ce travail comme Jurassique terminal (J⁹), les calcaires beiges en dalles comme Valanginien (n²) et les marno-calcaires jaunes qui les surmontent comme Hauterivien (n³), cela pour des raisons de simplicité cartographiques.



2) - Zone III

Le faciès y est néritique comme dans la zone IV.

a) Berriasien

Il est formé de deux ensembles superposés ; une partie basale massive de "calcaires blancs de Provence", une partie supérieure plus litée constituée par les "calcaires beiges en dalles". Ces derniers nous ont livré quelques grosses Berriaselles à l'Est de Moustiers-Sainte-Marie.

b) Valanginien inférieur

Il est également constitué par les "calcaires beiges en dalles".

c) Valanginien supérieur : 75 m.

Il est formé par une alternance de marno-calcaires gris-beige de 30 à 40 cm d'épaisseur et de niveaux de marnes jaunes de 10 à 30 cm. Le sommet est constitué par des calcaires siliceux donnant une corniche de 5 m d'épaisseur.

Cette série nous a livré :

Olcostephanus gr. astieri
Lythoceras gr. liebigi
Neocomites gr. neocomiensis
Neocomites sp
Sarasinella campylotoxa
Cymatoceras neocomiensis
Terebratula sp
Toxaster retusus
Toxaster sp
Exogyra coultoni
Exogyra sp
Pholodomya elongata
Panopae sp
Arca sp

d) Hauterivien

Dans le synclinal de Vénasclé, il surmonte normalement le Valanginien. Mais à cet endroit il est en dehors du secteur étudié.

e) Barrémien

Dans la région de Saint-Jurs il surmonte les marno-calcaires du Berriasien supérieur, du Valanginien et de l'Hauterivien groupés en Néocomien. Il est constitué par un ensemble essentiellement calcaire avec un niveau glauconieux.

Il nous a livré :

Crioceratites cf koechlioni
Crioceratites cf emerici
Barremites sp

f) Albo-aptien

Au Nord Est de Saint-Jurs, à la Barcarine, sur les calcaires barrémiens, il y a un petit affleurement de marnes noires sans macrofossiles.

Elles contiennent les Ostracodes suivants :

Cytherella cf parallela
Protocythere ex gr. derooi
Eucythere solitaria
Schuleridea jonesiana
Cythereis cf buchlerae

3) - Zone II

Le faciès est hémipélagique présentant des caractères intermédiaires entre le faciès néritique du Sud et le faciès pélagique qui n'existe que plus loin, au Nord Est de notre secteur.

La plus belle coupe s'observe près de Châteauredon, dans le ravin de Terre-Masse.

a) Berriasien : 100 m.

Souvent caché par la végétation, il est formé par une alternance de marno-calcaires et de marnes grises et bleutées.

b) Valanginien : 185 m.

Il est très monotone. Il comprend de bas en haut :

85 m : bancs de calcaires marneux jaunâtres et lits marno-calcaires.
 20 m : marno-calcaires compacts qui forment une première butte.
 20 m : marnes jaunâtres avec quelques bancs de calcaires gris de 10-15 cm d'épaisseur.
 15 m : marno-calcaires compacts qui forment une deuxième butte.
 45 m : un ensemble marneux à la base et marno-calcaires peu compacts au sommet.

La base de ce Valanginien ne contient pas de macrofossiles. Vers le sommet se rencontrent :

Neocomites neocomiensis
Olcostephanus astieri
Olcostephanus sp
Kilianella roubaudiana
Bochianites neocomiensis
Toxaster granosus
Pinna robinaldina
Trigonia codata
Grammatodon securis
Arca sp
Terebratula aff. tamarindus
Pseudobellus bipartitus
Hexacoralliaires

L'épaisseur considérable de l'étage serait due (G. THOMEL) à un phénomène de subsidence ralentie à la fin du dépôt (Spatangues et Brachiopodes).

c) Hauterivien : 150 m

De bas en haut on rencontre :

25 m : bancs de calcaire bicolore (gris et jaune) de 5 à 20 cm d'épaisseur, séparés par des lits marno-calcaires ondulés de même épaisseur.
 20 m : bancs calcaires de 10 à 30 cm alternant avec des lits marneux et marno-calcaires noirs pouvant atteindre 3 m.
 15 m : bancs calcaires de 40-50 cm séparés par des lits marneux noirs de même épaisseur. Vers le sommet les lits marneux diminuent d'épaisseur et il y a intercalation d'un banc glauconieux.
 40 m : zone essentiellement marneuse avec intercalation des bancs calcaires de 30 cm.
 50 m : zone de passage au Barrémien. La base est faite par des marno-calcaires, au sommet apparaissent des bancs calcaires gris épais de 60-100 cm. Ce niveau dur est toujours en saillie et responsable des sections en forte pente.

Nous y avons récolté :

Leopoldia neocomiensis
Cryoceratites nolani
Neolissoceras grasi
Spiridiscus gr. incertus
Lyticoceras nodosplacatus
Olcostephanus cf. sayni



Olcostephanus sp
Duvalia dilatata
Neohibolites sp
Pecten sp

d) Barrémien : 45 m.

Il comprend deux ensembles distincts. A la base 25 m de calcaires en bancs de 40-100 cm, durs. Cette partie est affectée par un important phénomène de glissement. Au sommet, 20 m de marno-calcaires moins compacts avec un niveau glauconieux de 40 cm. La surface du dernier banc est indurée. Les derniers 20 m nous ont fourni :

Crioceratites emeric
Neohibolites sp

D'après G. THOMEL, le Barrémien supérieur y serait partiellement représenté. Mais la surface corrodée qui termine l'étage correspondrait à une importante phase d'interruption de la sédimentation.

e) Albo-aptien : 120 m.

De bas en haut :

90 m : marnes noires finement litées.

30 m : alternance de marnes grises, glauconieuses et de bancs calcaires glauconieux de 20 à 40 cm.

D'après G. THOMEL il y aurait lacune du Bédoulien et de la majeure partie du Gargasien. Cela étant dû aux actions de courants sous-marins sans émergence.

D. - CRETACE SUPERIEUR

a) Cénomani : 105 m.

Il affleure assez largement au Nord Est de Châteauredon. Dans le ravin de Terre-Masse, au-dessus de l'Albo-aptien, on observe :

15 m : calcaires gréseux, jaunes avec des niveaux marneux.

35 m : marnes grises avec cordons de calcaires marneux.

45 m : séquence rythmique de marnes grises et de calcaires marneux.

10 m : calcaires et marnes jaunes, gréseux.

Ce dernier ensemble est surmonté en légère discordance angulaire par un Tertiaire calcaire ou conglomératique. Dans ce dernier cas les éléments conglomératiques sont représentés en majeure partie par des galets à Orbitolina concava et Exogyra columba qui n'existent pas dans le Cénomani que nous venons de décrire. Il semble par conséquent que le Cénomani y soit incomplet.

Plus au Sud, à Trévans, le petit affleurement de Cénomani contient :

Acanthoceras sp
Jereminella cf. phenderae
Spondilus sp

A la sortie des gorges du Verdon, sur les deux rives, existent quelques petits affleurements de Cénomani discordants sur les marno-calcaires hauteriviens. Il s'agit des calcaires très gréseux et légèrement glauconieux, contenant :

Orbitolina concava
 Annelides indéterminables.

b) Turonien

Il existe à l'Est de Beynes et à Trévans. Il est constitué de bancs calcaires de 20 à 30 cm d'épaisseur, blanchâtres légèrement gréseux, alternant avec des niveaux marneux de même épaisseur. Le Turonien est surmonté, en discordance angulaire, par le Tertiaire à Beynes comme à Trévans.

Nous avons récolté en différents points :

Exogyra columba major
Toxaster sp
Bairdia sp.

II - TERTIAIRE

INTRODUCTION

Avant d'aborder l'étude stratigraphique détaillée, quelques remarques sont nécessaires.

Les séries tertiaires présentent des variations de faciès nombreuses et rapides. Il est difficile d'y suivre sur de longues distances des niveaux repères, les fossiles sont rares ou peu caractéristiques (Gastéropodes pulmonés). Nous avons donc été obligés de dresser une carte de faciès.

En conséquence dans la description stratigraphique, les désignations habituelles en étage ne seront pas utilisées contrairement à ce qui a été fait jusqu'à présent. Les terrains seront rangés par formation groupant des niveaux de faciès assez homogènes.

Du Nord au Sud, les différents faciès observés ont nécessité le relevé d'une quinzaine de coupes stratigraphiques. Des échantillons y ont été prélevés, ils ont été traités en vue de l'obtention de lavage de plaques minces, pour l'étude des minéraux lourds et des argiles.

C'est dans la région de Châteauredon, tout à fait au Nord, que nous voyons affleurer un Tertiaire très épais avec des variations verticales notables. Nous y avons établi une stratigraphie clef en attribuant des lettres à chaque formation telles que mA, mB, mC, mD, mE, mFj. Ceci dans l'ordre stratigraphique de bas en haut. Partant alors des formations décrites à Châteauredon au Nord, nous essayerons de les suivre vers le Sud en notant les variations latérales, l'apparition et la disparition de certaines formations par l'étude des coupes effectuées successivement à Beynes, à Trévans, dans la région de Castillon et au Pont d'Aiguines. Chaque fois qu'il y aura l'apparition d'une nouvelle formation, nous lui donnerons le nom de la localité ou du lieu-dit près duquel elle affleure.

DESCRIPTION DES SERIES TERTIAIRES

A. - SERIE DE CHATEAUREDON

a) Formation mA

Elle représente la partie inférieure des terrains désignés par la notation ml (Aquitani) sur la carte au 1/80 000 de Castellane (3e édition).

Elle affleure en continuité au Nord, au Nord Ouest et à l'Ouest du dôme de Châteauredon. Vers le Sud elle disparaît brusquement près de la faille de Beynes.

A la Côte, au Nord Est de Châteauredon, au-dessus de la maison en ruine (pl. 4) elle est constituée à la base par des conglomérats de 1 m d'épaisseur à ciment calcaire, à galets arrondis (calcaires du Jurassique supérieur, du Crétacé inférieur, du Cénomani et galets de silex). Ces conglomérats n'existent que par endroit autour du dôme de Châteauredon. Ils reposent en légère discordance sur un Cénomani altéré, constitué par une alternance de marnes jaunes et de calcaires gréseux. Au-dessus, sur une dizaine de mètres se place une alternance de calcaires blancs parfois construits à algues (Oncolithes, Stromatolithes) et de marnes sableuses blanches ou grises.

BASSIN DE VALENTOLE - SERIE DE CHATEAUREDON

Coupe n° 1
LA COTE

Formation	Epais- seur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
m C	70	Marnes multicolores à concrétions calcaires	
	60	Conglomérats polygéniques à éléments calcaires à lentilles gréseuses	Ostrea crassissima (débris)
	50	Marnes sableuses	
		Grès fins	
	40	Calcaire lacustre blanc	Gastéropodes (débris)
m B		Marnes sableuses jaunes	
	30	Calcaire microbréchi- que	
		Sables	
		Grès fins à lentilles conglomératiques	
	20	Marnes sableuses multicolores	Chara sp, Gastéropodes Ostracodes (débris)
		Grès fins à lentilles conglo- mératiques	Ostrea crassissima (débris)
m A	10	Marnes grises sableuses	
		Calcaire lacustre blanc	
		Marnes grises	Eucypris L 47 Pseudocandona L 616
	0	Conglomérats polygéniques à éléments calcaires	
CENOMA- NIEN		Alternance de calcaires gréseux et de marnes	

Vers l'Est, la formation mA gagne régulièrement d'épaisseur, elle atteint 60 m dans le ravin de Terre-Masse où on observe directement sur les conglomérats de base, des marnes sableuses rouges à concrétions calcaires blanches. Plus à l'Est, elle disparaît sous le Trias chevauchant de Cousson.

Vers le Sud, le Cénomaniien disparaît au niveau du lit de l'Asse. Dans le ravin de la Font d'Eigout, la formation mA épaisse de 50 m repose alors en discordance sur les marnes noires et jaunâtres de l'Albo-Aptien très altéré et réduit par l'érosion anté-formation mA. La formation mA y est constituée à la base par une alternance de marnes sableuses, rouges à concrétions calcaires et de bancs de conglomérats polygénique et au sommet par une succession de calcaires blancs parfois très gréseux et de marnes sableuses grises ou blanches.

Très peu fossilifère, elle contient cependant deux Ostracodes continentaux du Néogène assez élevé.

Eucypris L 47

Pseudocandona L 616

et une forme du groupe générique Léguminocythèreis-Triginglymus (probablement remaniée de l'Eocène). On y rencontre en outre des débris de Mélobésiées et de Microcodium.

b) Formation mB

Elle correspond à la partie supérieure des terrains désignés par m1 (Aquitaniien) sur la carte au 1/80 000 de Castellane.

Elle affleure assez bien au Nord et au Nord Ouest du dôme de Châteauredon.

A la Côte (pl. 4) épaisse de 52 m, elle est formée à la base par une alternance de :

- grès fin, glauconieux à quartz anguleux lié par un ciment calcaire. Les grès sont soit finement lités à "ripple marks", soit en bancs réguliers de 20 à 40 cm d'épaisseur, soit en bancs à stratification entrecroisée d'épaisseur variable. Au sein des grès, on observe quelques lentilles conglomératiques à ciment calcaire, à éléments constitués uniquement de galets siliceux. Les lentilles ne dépassent pas 30 cm d'épaisseur. Elles disparaissent latéralement sur quelques mètres;
- sables jaunes ;
- marnes sableuses grises et vertes ;
- calcaires microbréchi-ques à éléments formés par des débris d'Oncolithes, des grains de quartz anguleux et des grains de silex. Le ciment est un calcaire microgrenu ;
- calcaires soit cryptocristallins (grain inférieur à 10 microns) soit micritique (grains entre 10-25 microns) mais toujours avec une faible quantité de quartz anguleux.

Au sommet, la formation mB se termine par un banc de 8 m de conglomérat bien visible de la route N 85. Ces conglomérats contiennent quelques intercalations gréseuses. On y rencontre des galets bien arrondis, de dimension variable entre 5 et 15 cm. Ce sont en majorité des galets de silex. On reconnaît aussi, en proportion plus faible, les galets calcaires du Crétacé inférieur, du Cénomaniien, du Turonien, de l'Eocène, les galets de grès d'Annot et de quartzite.

Vers l'Est, près de Courtiers, la formation mB n'a plus que 15 m d'épaisseur. Les marnes et les calcaires de la partie inférieure disparaissent. Le banc conglomératique sommital existe toujours, mais son épaisseur n'est plus que de 1 m. Vers le Sud, les conglomérats disparaissent complètement au niveau de l'Asse. La formation n'est plus représentée que par quelques bancs de grès tendres. Ils disparaissent aussi très vite sur la rive gauche du ravin de la Font d'Eigout.

La partie inférieure de la formation mB nous a livré des feuilles de végétaux supérieurs (nous n'avons pas pu les faire déterminer) :

Chara sp

Débris d'Ostracodes

Gastéropodes (Helix, Planorbes)

Radiolaires

Traces

Ostrea crassissima (deux exemplaires brisés)

c) Formation mC

Elle est l'équivalente des séries désignées par m2 - 1 (Miocène marin) sur la carte au 1/80 000 de Castellane.

Elle existe tout autour du dôme de Châteauredon, de Terre-Masse au Nord Est, jusqu'au Haut Vêriscle au Sud. Elle forme la crête où se situent La Chapelle Notre-Dame-des-Cornettes sur la rive droite et le village de Beynes sur la rive gauche de l'Asse.

Toujours à la Côte (pl. 5), elle est composée de :

- conglomérats bien consolidés se présentant en lentilles très allongées, polygéniques, à éléments de 5 cm de dimension et bien arrondis. Les galets sont constitués de calcaires (Jurassique supérieur, Crétacé inférieur, Cénomaniens, Turonien, Eocène). On rencontre en outre des éléments de nature variée (silex, quartzite, radiolarites, roches vertes). Le ciment est un calcaire gréseux parfois grés-ferrugineux.
- calcaire à Oncolithes (photo 1)
- marnes sableuses rouges, vertes et jaunes avec parfois des poupées calcaires ;
- calcaires microbréchiques ou micritiques gréseux à débris d'Oncolithes, de Stromatolithes et de Microcodium ;
- grès à ciment calcaire, glauconieux, se présentant soit en boules de 20-30 cm de diamètre (photo 2), soit en bancs à stratification entrecroisée (photo 3).

L'épaisseur totale de cette formation est de 190 m à cet endroit. Vers l'Est, la formation devient essentiellement gréseuse (à la ferme de Blache on n'a plus que trois bancs conglomératiques de faible épaisseur). Vers le Sud, elle diminue très légèrement d'épaisseur (175 m à Beynes). Plus au Sud, elle disparaît sous les éboulis près du Haut Vêrisclle.

A la Côte, la base de la formation contient des *Ostrea crassissima*.

Près des Courtiers ces formes se rencontrent en abondance au milieu de la formation. En outre elle a livré en différents endroits des Ostracodes continentaux du Néogène assez élevé :

Hemicytherideis sp
Pseudocandona L 616 et d'autres formes
 Melobesiées (débris)
 Microcodium (débris)
 Chara sp
 Miliolides
 Textulariides
 Echinodermes (débris)
 Anomalina sp
 Bryozoaires
 Haplophragmoides
 Fragments tubulaires indéterminables
 Traces de vers

d) Formation mD

Elle est représentée sous la désignation m3 (Vindobonien) sur la carte au 1/80 000 de Castellane. Elle affleure très bien dans le ravin de l'Hubac (Nord Est de Châteauredon). Son épaisseur est de 160 m (pl. 6). On y rencontre une succession de :

- marnes sableuses bigarrées (blanches, grises, vertes, violettes et noires) qui parfois contiennent des nodules calcaires.
- grès à stratification entrecroisée, formant essentiellement trois cuestas bien visibles dans le ravin de l'Hubac où elles peuvent atteindre 7 - 8 m d'épaisseur chacune. Dans ces grès on observe des "flute cast" (photo 4) et des galets mous.

Au microscope, ils sont fins, légèrement glauconieux, à quartz anguleux. Les feldspaths sont rares. Le ciment calcaire est abondant.

Très localement, sur une distance de quelques mètres, les grès fins passent latéralement à des conglomérats à éléments surtout siliceux et calcaires.

- calcaires soit en bancs réguliers, soit en nodules de dimension 3 à 30 cm qui en plaques minces montrent deux microfaciès différents. Il s'agit soit d'un calcaire microcristallin légèrement gréseux, soit d'un calcaire microbréchique à Oncolithes entiers ou en débris, à quartz anguleux avec très peu de glauconie. Le ciment est un calcaire micritique.

Vers l'Est et vers le Sud, cette formation ne montre pas de variation notable. Elle disparaît sous les éboulis au Nord du Haut Vêrisclle.

Les marnes de la partie moyenne de la formation contiennent un banc épais de 40 cm formé par des *Ostrea crassissima*. Ce banc paraît être continu du Nord au Sud, en effet on le retrouve à la Grosse Fontaine près du ravin de Terre-Masse, aux Courtiers, dans le ravin de l'Hubac, au Sud de Châteauredon sur la route N 85 et près de la

BASSIN DE VALENSOLE - SERIE DE CHATEAUREDON

Coupe n° 2 LA COTE

Formation	Epais seur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
m D		Marnes grises et vertes	
m C	150	Marnes rouges sableuses	
		Grès fins blancs	
		Calcaire microbréchique à débris d'algues	<i>Ostrea crassissima</i> (débris)
		Calcaire oncolithique	
m C	100	Marnes sableuses jaunes	<i>Pseudocandona</i> L 616
		Calcaire gréseux	
		Marnes sableuses rouges	
		Calcaires microbréchiques à débris d'algues	<i>Microcodium</i> (débris) <i>Chara</i> sp
m C	50	Marnes sableuses jaunes et rouges	<i>Hemicytherideis</i> sp
		Conglomérats polygéniques	
		Marnes sableuses, grises à poupées calcaires	<i>Chara</i> sp Foraminifères remaniés
		Conglomérats polygéniques	
m B	0	Grès en boules	
		Marnes sableuses rouges	
		Grès fins glauconieux	
		Marnes multicolores à concrétions calcaires	Ostracodes (brisés)

BASSIN DE VALENSOLE - SERIE DE CHATEAUREDON

Coupe n° 3
RAVIN DE L'HUBAC

Formation	Epaisseur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
mE		Calcaire lacustre blanc	
	150	Alternance de marnes sableuses et de grès fins	Chara sp
m D		Grès fins à stratification entrecroisée Conglomérats polygéniques	Chara sp
	100	Marnes vertes	Ostracodes d'eau douce
		Calcaire lacustre blanc	Nonion sp, Ammonia sp
m D		Marnes vertes à concrétions calcaires	
		Marnes noires à matière organique	
		Grès glauconieux	
	50	Marnes vertes à concrétions calcaires	Ostrea crassissima (banc)
		Grès à stratification entrecroisée	Chara sp
mD		Alternance de marnes sableuses multicolores et de grès fins	Gastéropodes, Ammonia sp Elphidium sp Chara sp
		Calcaire blanc en nodules	
		Marnes grises et vertes	Candona sp, Microcodium
mC	0	Marnes rouges sableuses	

BASSIN DE VALENSOLE - SERIE DE CHATEAUREDON

Coupe n° 4
LA BLACHE

Formation	Epaisseur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
mFj		Grès à stratification entrecroisée	
	22		
mE	20	Marnes sableuses, grises	Elphidium sp Chara sp
			Gastéropodes
mE	10	Calcaire microbréchiq	Algues (débris), Chara sp
		Marnes sableuses, grises	
		Marnes grises	
mE		Marnes vertes et rouges	Ostracodes brisés, Arenobulimina sp, Chara sp, Ammonia sp
	0	Calcaire lacustre blanc	
mD		Marnes sableuses, jaunes	Chara sp, Ostracodes, Gastéropodes

ferme de Beauregard. La formation mD contient en outre :

Gastéropodes (Melanopsis, Cepaea, Paléoglandina),
Cardium sp,
 Ostracodes d'eau douce
Candona sp du Néogène supérieur et d'autres formes telles que :
Ammonia sp
Elphidium sp
Nonion sp
Cibicides
 Microcodium (débris)
Chara sp

et des formes tubulaires non déterminables.

A.F. de LAPPARENT a déterminé dans la même formation les Gastéropodes suivants :

Helix sylvana
Cyclostoma Draparnaudi

P. MOREAU signale vers le sommet les Ostracodes d'eau douce :

Haplocytheridea dacica dacica
Lexoconcha sp de l'Helvétien.

e) Formation mE

Elle est représentée sous la notation m4 (Pontien) sur la carte au 1/80 000 de Castellane.

Elle affleure bien à La Blache à l'Ouest des Courtiers (pl. 7), épaisse de 22 m, elle est constituée par des marnes sableuses grises et rouges, contenant deux bancs de calcaires blancs l'un à la base, épais de 30 cm et à faciès de calcaire micritique, l'autre au milieu de la formation, épais de 1 m et à faciès de calcaire microbréchiqque contenant des débris d'algues, de calcaire cryptocristallin et des grains de quartz anguleux.

Vers le Sud, près de la ferme de Beauregard, la formation s'épaissit (35 m) par intercalation de quelques autres bancs calcaires de même nature. Plus au Sud, elle disparaît sous les éboulis au Nord du Haut Vêriscle.

A.F. de LAPPARENT y a déterminé :

Helix christoli
Limnea druentica
Limnea heriacensis
Planorbis Matheroni
Planorbis praecorneus et l'attribue au Pontien.

R. REY y signale :

Helix silvana
Planorbis mantelli
Tudorella draparnaudi
Radix subovata
Planorbis cornu mantelli
Cepaea silvana
Cepaea facilis et l'attribue à l'Helvétien inférieur.

Elle contient en outre :

Ostracodes brisés indéterminables
Chara sp
Arenobulimina sp
Rotalidae
Elphidium sp
Ammonia sp

f) La formation mFj = "Formation jaune" par opposition à une autre formation au Sud qui va être appelée "Formation rouge"

Elle correspond aux terrains désignés par p1 m4 sur la carte au 1/80 000 de Castellane. La plus grande partie de la zone nord du périmètre étudié est occupée par cette formation qui est bien connue sous le nom de "poudingue de Valensole".

La meilleure coupe s'observe au Nord Est de Châteauredon, près de Château Vieux (pl. 8). Son épaisseur est ici de 700 m. A la base, les premiers 300 m sont constitués par une succession de :

- marnes très sableuses jaunes et grises,
- grès tendres, fins à stratification oblique (photo 5). Le ciment est abondant et de nature calcaire.

Dans les 400 m supérieurs, on voit en plus, l'intercalation des bancs conglomératiques, dont la fréquence augmente au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Les derniers 70 m de la formation sont entièrement conglomératiques. Les conglomérats sont en général de couleur jaune, peu consolidés. Les galets souvent impressionnés sont bien arrondis. Leur dimension va jusqu'à 30 cm. On a pu y reconnaître les éléments suivants :

- grès du Trias alpin
- grès nummulitiques
- calcaires (Lias, Jurassique supérieur, Crétacé inférieur, Crétacé supérieur, Flysch à Helminthoides, Eocène)
- quartzite, radiolarite
- conglomérats (remaniés)
- nodules ferrugineuses
- roches cristallines

Le ciment est grés-argileux.

Vers le Sud, cette formation diminue d'épaisseur. Elle n'a plus que 200 m à Trévans. A cet endroit, ses derniers bancs conglomératiques s'enfoncent dans le ravin de Ranguinaud, sous une autre formation (formation rouge mFr) qui est absente à Châteauredon.

La formation jaune mFj a livré au Nord de Châteauredon, dans le ravin du Plan, quelques troncs d'arbres fossilisés indéterminables, des feuilles de végétaux supérieurs et des microfaunes telles que :

Queraltina sp
Rotalipores
Trochammina sp
Ammobaculites sp
Glomospirella sp

tous remaniés.

B. - SERIE DE BEYNES

Dans cette série apparaissent, à la base, deux formations différentes qui n'existent pas dans la série de Châteauredon. Elles sont de bas en haut :

- a) - Formation "lacustre" de Beynes (e)
- b) - Formation de remplissage de Beynes (Rb)

a) - Formation "lacustre" de Beynes (e)

Elle est désignée par e1-11 (calcaires lacustres lutétiens) sur la carte au 1/80 000 de Castellane.

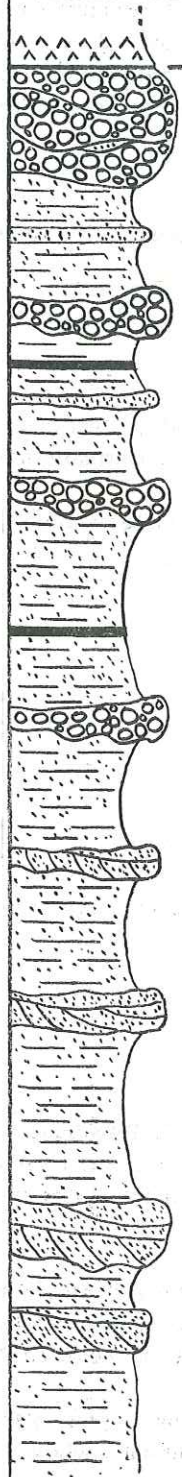
Elle affleure au Nord Est, à l'Est et au Sud Est du village de Beynes. A Toulonet, au point coté 909 (pl. 9), elle repose en discordance sur le Turonien. Malgré la tectonique intense qu'a subi la formation, nous avons pu relever de bas en haut la succession suivante :

- 1 - 10 cm de croûte à Microcodium (photo 6)
- 2 - 4 m calcaire bréchiqque rose à débris de calcaire lacustre (majorité), de calcaire noir peut-être liasique, de Microcodium et de grains de quartz anguleux. Le ciment est un calcaire cryptocristallin.
- 3 - 10 m calcaire lacustre de couleur blanc laiteux, cryptocristallin ou micritique, contenant 1 % de grains de quartz détritique, anguleux de 35 microns.
- 4 - 6 m calcaire bréchiqque rouge (photo 7). Les débris calcaires sont anguleux et de plusieurs cm de dimension. On y rencontre des éléments provenant du niveau 2 et des éléments calcaires ooclastiques. La matrice est un calcaire micritique de couleur rouge brique. Elle contient de l'oxyde de fer.

pl. 8

BASSIN DE VALENSOLE - SERIE DE CHATEAUREDON

Coupe n° 5
CHATEAU-VIEUX

Formation	Epaisseur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
Trias	700	 Conglomérats polygéniques	
mFj	600	Grès fins	Queraltina sp, Rotalipores Trochammina sp, Ammobaculites sp, Glomospirella sp (tous remaniés)
		Marnes riches en matière organique	
	400	Tronc d'arbre fossilisé	
mFj		Conglomérats polygéniques	
		Marnes sableuses jaunes	
mFj	200		
		Grès à stratification entrecroisée	Ostracodes (débris), Foraminifères remaniés
mE	0		

La formation "lacustre" de Beynes n'existe pas au Nord de la faille du même nom. Vers le point coté 963, situé un peu plus au Sud, la croûte à Microcodium passe latéralement à une croûte siliceuse noirâtre de 1,5 m d'épaisseur, le niveau 2 disparaît et sur la croûte siliceuse viennent les calcaires lacustres du niveau 3. Ces derniers sont surmontés par un niveau calcaire bréché, blanc, gréseux à silex noir, à galets calcaires verdâtres silicifiés provenant peut-être du Turonien. On y rencontre aussi quelques *Exogyra columba* remaniés.

Plus au Sud, la formation disparaît sous les éboulis au niveau de Nid de l'Aigle.

Les calcaires lacustres du niveau 3 contiennent :

Chara sp (Posteocène moyen)
Ostracodes indéterminables

A.F. de LAPPARENT a recueilli à Toulonnet, une faune attribuée par lui au Lutétien (p. 62) :

Helix declivis var. *trevansensis*

" *occlusa*

" *chertieri*

Limnea Michelini

" *aquensis*

" *alpina*

Planorbis pseudoammonius

" " var. *pseudorotundatus*

Testudo sp

Dans le ravin de Fuby, au Nord de Chabrières, à l'intérieur du Trias chevauchant de Cousson, s'observe un gros bloc de calcaire blanc micritique par endroit silicifié, contenant :

Chara sp

Ostracodes indéterminables

Gastéropodes (débris)

Ces calcaires, par leur faciès, se rattachent au niveau 3 de la formation "lacustre" de Beynes.

b) - Formation de remplissage de Beynes (Rb)

Elle est équivalente des séries décrites sous la notation m1 (Aquitainien) sur la carte au 1/80 000 de Castellane.

Elle n'existe pas au Nord de la faille de Beynes comme la formation sous-jacente que nous venons de décrire.

Elle affleure largement à l'Est de Beynes où son épaisseur est de 300 m (pl. 10). Elle est constituée par des conglomérats et des marnes. Les conglomérats sont à ciment marno-gréseux. Les éléments sont de deux types : galets arrondis ou blocs anguleux atteignant parfois 60 cm de dimension. Ils sont constitués par des calcaires de Crétacé inférieur, Cénomaniens, Turonien et Eocène.

Les marnes sont sableuses, jaunes et vertes avec quelques passages de gypse fibreux de couleur blanche ou rose.

La formation diminue d'épaisseur vers le Sud. Elle disparaît sous les éboulis au Nord du point 916.

Elle contient une faune remaniée, constituée de :

Orbitolina concava

Exogyra columba minor

Brachiopodes

Palmula sp

Lenticulina sp

Vaginula sp

Arenobulimina sp

Ataxophragmium sp

Discorbis sp



BASSIN DE VALENTOLE - SERIE DE BEYNES

Coupe n° 6
TOULONET

Formation	Epais- seur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
Formation de remplissage de Beynes (Rb)	20	Alternance de marnes sableuses et de conglomérats	
Formation "lacustre" de Beynes (e)		Calcaire bréchique rouge	
		Calcaire lacustre blanc	Gastéropodes, Ostracodes Chara sp
	10	Calcaire bréchique rose	
		Croûte à Microcodium	Microcodium (débris)
Turonien	0	Calcaire blanc gréseux	

BASSIN DE VALENTOLE - SERIE DE BEYNES

Coupe n° 7
BEYNES

Formation	Epais- seur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
mC	300	Marnes sableuses rouges	
Formation de remplissage de Beynes (Rb)		Alternance de conglomérats polygéniques et de marnes sableuses jaunes	Cytherella sp Bairdia sp Cythereis ex gr dorsispinata Sphaeroleberis Brachycythere ex gr formosa Trachyleberis aff horescens Xestoleberis ex gr subglobosa Ataxophragmium sp (tous remaniés)
	200	Gypse fibreux	Lenticulina sp, Ataxophragmium sp
		Alternance de marnes sableuses grises et de conglomérats	Arenobulimina sp, Discorbis sp (remaniés)
	100		Ostracodes remaniés
			Vaginulina sp, Lenticulina sp (remaniés)
	0	Calcaire bréchique rouge	Palmula sp, Lenticulina sp Exogyra columba minor (tous remaniés)
(e)			

et des Ostracodes marins tels que :

Cytherella sp
Bairdia sp
Cythereis ex gr. dorsispinata
Sphaeroleberis sp
Brachycythere ex gr. formosa
Trachyleberis aff. hoescens
Kritha ex gr. rutoli
Xestoleberis ex gr. subglobosa
Trachyleberidea sp

Ces Ostracodes remaniés proviennent du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène.

La formation de remplissage de Beynes (Rb) est surmontée par les formations mC, mD, mE et mFj de la série de Châteauredon que nous avons déjà décrites.

C. - SERIE DE TREVANS

La succession qui affleure à Trévans comporte de bas en haut :

- a) - Formation "lacustre" de Trévans (e)
- b) - Formation jaune mFj de Châteauredon
- c) - Formation rouge mFr.

a) - Formation "lacustre" de Trévans (e)

Comme à Beynes, elle correspond à la rubrique e. de la carte au 1/80 000 de Castellane. Elle affleure à l'Est de Trévans et repose sur le Turonien en discordance angulaire.

A une distance de 200 m et à l'Est de la ferme de Pénas, nous avons noté de bas en haut, la succession suivante (pl. 11) :

- 1) 1,5 m croûte ferrifère : elle se présente sous l'aspect d'une brèche rouge à répartition trimodale (photo 8).

On y observe en effet :

- les éléments subangulaire de l'ordre de 2 mm, de couleur blanche et rouge, constituant 20 % de la roche ;
- les éléments subangulaires de l'ordre du cm, de couleur blanche ou blanche à cœur marron, constituant 10 % de la roche ;
- les agglomérats de l'ordre de 5 cm, formant 20 % de la roche, constitués de nombreux éléments de dimension variable, de couleur roux foncé ;
- les matrices constituant le reste de la roche est de couleur rouge, ooclastique. Elle contient 5 % de quartz anguleux de dimensions variables entre 10-200 microns.

L'examen aux rayons X d'un échantillon pris dans ces brèches a relevé la présence de :

calcite
 quartz
 goethite.

- 2) 4 m de marnes rouges et vertes, à poupées calcaires blanches. Aux rayons X, les marnes rouges ont montré goethite, quartz, boehmite (en trace) et argiles (montmorillonite, illite, kaolinite).

- 3) 5 m de conglomérats à ciment calcaire à éléments sphériques de 1 - 1,5 cm de diamètre, constitués de :
 calcaire lacustre beige
 calcaire ooclastique rose
 calcaire noir.

- 4) 11 m de calcaire conglomératique à débris de Microcodium. Les éléments sont les mêmes que dans le niveau 3.

- 5) 1,5 m de brèches à éléments calcaire microgrenu, anguleux, de couleur rouge brique. Le ciment est une calcite largement cristallisée.

Ces cinq premiers niveaux à la base n'ont qu'une répartition très locale et n'affleurent que sur une quinzaine de mètres de longueur.

- 6) 15 m de calcaire lacustre, de couleur blanche, se présentant en gros bancs de 0,7 - 1,5 m. En plaques minces, ils sont soit cryptocristallins, soit micritiques. Parfois ils contiennent du quartz anguleux en très faible quantité. Ce niveau, par son faciès se rattache au niveau 3 de la formation "lacustre" de Beynes.

Les calcaires du niveau 6 contiennent :

Chara sp (photo 9)
 Ostracodes indéterminables (photo 9)
 Gastéropodes

A.F. de LAPPARENT y signale :

Planorbis pseudoammonius
Helix declivis var. trevansensis et l'attribue au Lutétien comme à Beynes.

Vers le Nord, la formation passe latéralement à de véritables conglomérats à éléments (galets et blocs) très locaux constitués de calcaires (Crétacé inférieur, Cénomaniens, Turonien). Près du point 870, en contrebas de la route de Majastre, la formation disparaît complètement, et c'est la formation jaune mFj de Châteauredon qui repose en discordance sur le Turonien.

Plus au Nord, aux Combes, à l'intérieur du Trias, s'observe un gros bloc isolé constitué de calcaire lacustre discordant sur le Turonien. Ce calcaire se rapporte au niveau 6 de la formation "lacustre" de Trévans.

b) - Formation jaune (mFj) de Châteauredon

A Trévans elle est réduite à 200 m. Dans le ravin de Ranguinaud, à l'Ouest de Trévans, les derniers bancs conglomératiques de cette formation s'enfoncent avec un pendage de 60° vers le Sud, sous les marnes de la formation rouge mFr. Le contact entre la formation jaune de la zone nord et la formation rouge de la zone sud n'est visible que sur une très petite distance, le lit de l'Estoublaise et ses alluvions ne permettant pas de le voir.

c) - Formation rouge (mFr)

Elle est représentée par p1 m4 sur la carte au 1/80 000 de Castellane comme la formation jaune mFj. Elle est surtout connue sous le nom de "poudingues de Valensole".

Elle débute donc à peu près au niveau du lit de l'Estoublaise et s'étend très largement vers le Sud (avec beaucoup de variations latérales) jusqu'au Grand Plan de Canjuers.

Dans la région de Trévans, cette formation est uniquement constituée des couches de marnes rouges, sableuses à poupées calcaires alternant avec des bancs de conglomérats à éléments calcaires anguleux, de provenance locale (Jurassique supérieur, Crétacé inférieur, Albo-Aptien, Cénomaniens, Turonien, Pontien et galets conglomératiques). Le ciment est calcaréo-gréseux.

Du ravin de Gibroux, situé au Sud Ouest du château de Trévans, jusqu'à Saint-Jurs on voit s'intercaler à l'intérieur de la formation, des bancs calcaires (pl. 12). Ils sont de couleur beige, soit construits à algues, soit bréchiques à :

- calcaires du Jurassique supérieur
- calcaires microgrenus noirs attribuables au Lias.

Les calcaires construits ou bréchiques contiennent 1 % de quartz détritique anguleux de 70 microns.

BASSIN DE VALENTOLE - SERIE DE TREVANS

Coupe n° 8

TREVANS

Formation	Epais seur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
mFj	40	Marnes sableuses jaunes	
Formation "lacustre" de Trévans (e)	30	Calcaire blanc lacustre	Gastéropodes Ostracodes indéterminables Chara sp Spicules de spongiaires
	20	Brèche rouge	
		Calcaire conglomératique	
			Microcodium (débris)
	10	Conglomérat à éléments sphériques, calcaires	
Turonien		Marnes rouges et vertes à concrétions calcaires	
		Croûte ferrifère	
	0	Calcaire gréseux jaune	Exogyra columba major Toxaster sp Bairdia sp

BASSIN DE VALENTOLE - SERIE DE TREVANS

Coupe n° 9

SAINT-JURS

Formation	Epais seur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
Quaternaire	180	Eboulis	
Formation rouge (mFr)	150	Calcaire bréchique	Robulus sp (remanié)
		Alternance de : Conglomérats polygéniques Marnes rouges sableuses à concrétions calcaires blanches	
		Calcaires lacustres	Glomospirella sp Robulus sp (remaniés)
	100		Gastéropodes (Helix)
			Algues
Trias	50	Alternance de marnes rouges sableuses et de conglomérats polygéniques à éléments locaux	Foraminifères remaniés
	0		Foraminifères remaniés
		Gypse	

Les marnes de la formation rouge n'ont livré que :

Glomospirella sp
Robulus sp, tous deux remaniés.

De Saint-Jurs au sommet de Castillon, la formation est de nouveau constituée de marnes et de conglomérats comme dans la région de Trévans. Au Sud Ouest de Castillon, sa partie supérieure passe latéralement à la formation de Ségriès mFs. Ce passage est très souvent masqué par les cailloutis quaternaires de la plaine de Balène.

1) - Formation de Ségriès (mFs)

Elle est représentée sur la carte au 1/80 000 de Castellane sous la notation p1 m4 à faciès de tuf.
Elle affleure assez largement dans la plaine de Castillon, aux Baumes et aux Imberts en Naups (pl. 13).

Elle est formée de :

- marnes de couleur blanche ou chocolat, à pisolithes, à débris de calcaire noir et de Gastéropodes à test très fin ;
- marnes ocreuses à pisolithes
- argile noire (un seul niveau) à débris de Gastéropodes
- calcaire beige, sonore très dur, par endroit à faciès de travertin.

Les pisolithes se rencontrent en abondance dans presque tous les niveaux de la formation. Ils forment souvent, dans les marnes, des lentilles à sommet plat. Ils sont de forme sphérique ou ovale (photo 10), constitués par un ou deux nucleus de nature calcaire ou siliceuse, entourés de couches calcaires concentriques. La dimension des pisolithes varie de quelques mm à 6 cm.

La formation de Ségriès se termine par un paléosol bien visible dans le ravin de Cornillot au Nord Ouest du Petit Ségriès. Vers le Sud Ouest elle passe latéralement et très progressivement aux "marnes blanches de Puimoisson".

Les lavages effectués en collaboration avec P. MEIN et G. TRUC en vue de rechercher des micromammifères au sommet de la formation de Ségriès dans un niveau marneux (ravin de Cornillot au Nord du Petit Ségriès) ont fourni la faune suivante de Pliocène supérieur - Villafranchien.

Stephanomys cf donnerani
Rhagapodemus frequens
Apodemus cf dominans
Ruscinomys europaeus
Cricetus angustidens
Mimomys sp
Glirulus pusillus
Prolagus sp

Les mêmes marnes contiennent également les Gastéropodes suivants :

Pseudamnicola cf laevigata
Planorbis (Planorbis) planorbis
Segmentina sp
Planobarius sp
Limax sp
Clausilia sp
Cepaea sp
Gastrocopta sp
Pomatias sp
Vertigo sp
Pisidium sp

2) - Marnes blanches de Puimoisson (mFp)

Elles sont indiquées sur la carte au 1/80 000 de Castellane par la notation p1 m4 à faciès de marnes blanches.

Elles affleurent largement au Sud Est de Puimoisson et notamment au niveau de La Chapelle Notre-Dame où leur épaisseur visible est de 70 m.

BASSIN DE VALENSOLE - SERIE DE TREVANS

Coupe n° 10

PETIT SEGRIES

Formation	Epaisseur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
Cailloutis cryo-clastiques (q ¹)	20	Brèches à ciment calcaire	
		Zone marneuse peu visible	
Formation de Ségriès (mFs)	10	Brèches à ciment calcaire, à lentilles calcaires lacustres	
		Marnes blanches	
		Paléosol - Concrétions calcaires Calcaire lacustre, tendre à pisolithes	
		Marnes lacustres beiges	
		Calcaires lacustres pisolithiques à oxyde de fer	
	0	Argile noire Marnes beiges pisolithiques	
			<p>Pseudamnicola cf laevigata Planorbis (Planorbis) planorbis Segmentina sp Planobarius sp Limax sp Clausilia sp Cepaea sp Gastrocopta sp Pomatias sp Vertigo sp Pisidium sp</p> <p>Stephanomys cf donnerani Rhagapodemus frequens Apodemus cf dominans Ruscinomys europaeus Cricetus angustidens Mimomys sp Glirulus pusillus Prolagus sp</p>

Elles sont constituées par des marnes généralement de couleur blanche et chocolat. Elles contiennent en très faible quantité des paillettes de micas, des grains de calcaire ferrugineux et des grains de quartz anguleux. Les marnes alternent avec des lentilles calcaires pisolithiques. Le sommet des lentilles est plat comme dans la formation de Ségriès. Les marnes blanches de Puimoisson se terminent par un paléosol bien visible sur la rive gauche du ruisseau de la plaine de Clastre.

En s'éloignant de la Chapelle-Notre-Dame vers l'Est, la formation passe latéralement à celle de Ségriès. Les fermes de Galades et du Couvent se situent dans une zone de passage où dans les marnes blanches commencent à se présenter des passages plus calcaires appartenant à la formation de Ségriès. Vers le Nord Est, Sud et Sud Ouest, les cailloutis cryoclastiques sus-jacents de la plaine de Balène et des Jalles d'une part, d'autre part les terrasses quaternaires situées au Sud de la Chapelle Notre-Dame masquent cette zone de passage. Vers le Sud Est on passe latéralement à la formation rouge (mFr). Ce passage s'observe bien au château de Saint-Martin et au Sud de celui de Ségriès.

Les marnes blanches nous ont livré, dans le ravin de Notre-Dame, au Sud de Puimoisson, des dents de :

Hipparion aff crassum (photos 11, 12, 13)

Parabos cf boodon (photo 14) du Pliocène.

Elles contiennent d'autre part, les mêmes micromammifères et les Gastéropodes que la formation de Ségriès. Par ailleurs, elles nous ont fourni des Ostracodes continentaux d'un Néogène élevé :

Ilyocypris L 404

Pseudocandona L 491

Candona L 491

Potomocypris L 491

G. DENIZOT (1934) signale la présence de Mastodon Borsoni du Pliocène inférieur.

A. F. de LAPPARENT (1938) cite dans sa thèse que Ch. DEPERET et L. MAYET y ont décrit des dents d'Elephas meridionalis du Pliocène supérieur.

Au Sud de Puimoisson, la formation rouge mFr prend un développement considérable. Son épaisseur est difficile à mesurer. Elle est de l'ordre de 300 m au Pont d'Aiguines. A partir du Verdon, vers le Sud, les conglomérats font place à des bancs gréseux. La formation disparaît complètement au Grand Plan de Cajuers. Elle se présente donc en affleurement continu depuis Trévans jusqu'au Grand Plan de Canjuers avec beaucoup de passages latéraux. Plus à l'Est, sur les massifs mésozoïques, affleurent par places des conglomérats contenant quelquefois des lentilles marneuses. Ces affleurements se situent sur la route de Majastre au Nord Est de Moustiers - Sainte-Marie et à Courchon au Sud Est de cette localité. Ces conglomérats, de par leur couleur générale rouge et la nature des galets qui les constituent, se rattachent à la formation rouge (mFr).

D. - SERIE DU PONT D'AIGUINES

A la sortie des gorges du Verdon et en rive droite, on peut observer de bas en haut, la succession suivante :

- a) - Conglomérats (mCa)
- b) - Formation "lacustre" (mLa)
- c) - Formation rouge (mFr)

a) - Conglomérats (mCa)

Ils sont représentés sur la carte au 1/80 000 de Castellane, sous la notation m₁ (Aquitaniens).

Ils affleurent non seulement en rive droite du Verdon, mais aussi dans le ravin du Vernis au Nord Est d'Aiguines ; ils sont discordants sur le Valanginién, l'Hauterivién et le Cénomanién qui est lui-même discordant sur les deux premiers termes. L'épaisseur de ces conglomérats est de l'ordre de 60 m à l'Eouvière au Nord Est d'Aiguines.

Les éléments qui les constituent sont bien arrondis, souvent impressionnés, parfois fracturés. On y rencontre des galets calcaires de diverses natures (Lias, Jurassique terminal, Crétacé inférieur, Cénomanién, Crétacé supérieur. Le Jurassique terminal et le Cénomanién étant en majorité), associés à des galets de silex en très faible proportion. Le ciment est un calcaire gréseux.

Sur le sentier montant au col de l'Ane, on observe au sein des conglomérats un très grand bloc de Jurassique terminal dont la présence s'explique probablement par un glissement au moment du dépôt de la formation.

A l'intérieur des conglomérats s'intercalent quelques passages gréseux et argileux. Les grès renferment des débris d'algues et des débris de Microcodium.

La formation mCa ne contient pas de fossiles caractéristiques.

b) - Formation "lacustre" mLa

Elle correspond à m4 (Pontien) de la carte au 1/80 000 de Castellane.

Elle s'étend depuis le col d'Illoire, à l'Est d'Aiguines, jusqu'à Moustiers-Sainte-Marie. Son épaisseur atteint 300 m sur la rive droite du Verdon (pl. 14) où elle est essentiellement composée par une alternance de calcaires et de marnes.

Les calcaires sont en bancs d'épaisseur variable entre 10-150 cm. En plaques minces, ils sont cryptocristallins ou micritiques ou microbréchiques à débris d'algues, rarement pisolithiques.

Les marnes sont de couleur jaune, grise, blanche et noire, très souvent un peu sableuses avec des concrétions calcaires blanches.

Outre les calcaires et les marnes, la formation comporte deux passages sableux, l'un à la base et l'autre tout à fait au sommet de la formation.

1) - Les sables inférieurs

Ils sont bien développés au col d'Illoire (8 m) où ils forment la base de la formation et reposent directement sur le Néocomien. Il s'agit des sables fins, de couleur jaune. Vers le Nord, ils diminuent d'épaisseur et sont séparés du Néocomien par l'apparition de niveaux calcaires lacustres qui peuvent atteindre jusqu'à 50 m d'épaisseur près de la ferme du Vernis. On perd ensuite ces sables de vue près de cette ferme. Mais plus au Nord, dans le ravin de Gorge Fère, en rive droite du Verdon on observe encore quelques petits affleurements isolés.

2) - Les sables supérieurs

Ils sont de même nature que les sables inférieurs. Leur épaisseur est de 3 m environ et ils sont surmontés par un banc de grès blanc, très dur, de 40 cm d'épaisseur. On les suit assez bien de la ferme de la Font d'Eilenc, immédiatement au Nord d'Aiguines, jusqu'aux environs de la ferme de Saint-Saturnin au Nord du Verdon.

La formation mLa nous a fourni :

Ammonia cf tepida (Néogène possible)

Pseudocandona L 616 (Néogène assez élevé)

Candona sp "

Cyprideis L 601 "

Lexoconcha L 601 "

Leptocythere sp "

Chara sp (Postéocène moyen)

Globigerines

Spongiaires

Carychium cf pachychilus (Pliocène)

Valvata sp

Bythinia sp (Miocène ?)

Hydrobia sp "

Helicella sp

A. F. de LAPPARENT (1938) signale (p. 149) les Gastéropodes suivants :

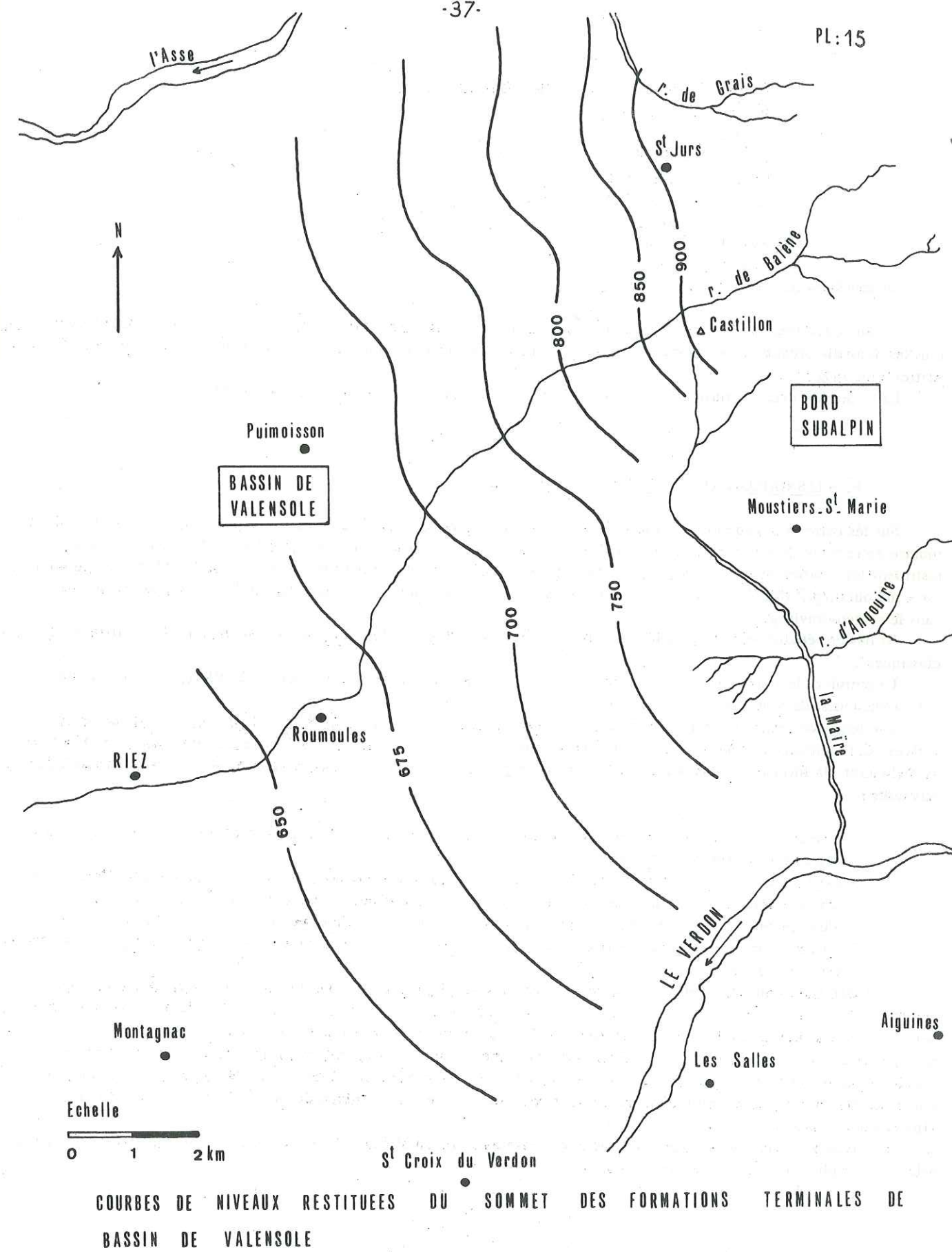
Helix escoffieri

" christoli

BASSIN DE VALENTOLE - SERIE DU PONT D'AIGUINES

Coupe n°11
PONT D'AIGUINES

Formation	Epais seur en m	LITHOLOGIE	FOSSILES
Formation "lacustre" (mLa)	320	Eboulis	
	300	Sables et grès supérieurs	Valvata sp
		Marnes à concrétions calcaires	Chara sp Cyprideis L 601, Lexoconcha L 601 Leptocythere sp, Hydrobia sp
		Calcaire siliceux	
			Ammonia cf tepida, Chara sp
	200	Calcaire lacustre blanc	Gastéropodes Ostracodes
		Marnes lacustres	Bythinia sp
		Calcaire lacustre beige	
			Ostracodes (débris) Gastéropodes
		Marnes noires	
Conglomérats (mCa)	100	Sables inférieurs	Gastéropodes
		Calcaire bréchiq	
		Marnes à concrétions calcaires	
	20	Conglomérats polygéniques à lentilles gréseuses	Candona sp Pseudocandona L 616
Hauterivien	0	Marno-calcaires jaunes	Algues (débris)



Helix christoli var. major, depressa, subcarinata
Limnea subovata
 " dilatata
 " heriacensis
Planorbis praecorneus
 " heriacensis
 " matheroni
Valvata vallesstris
Pupa myrmido

attribués par lui au Pontien.

Au Sud de Salles-sur-Verdon, près du pont de Garruby et dans le ruisseau de Charoup s'observent deux affleurements, tous les deux discordants sur le Jurassique terminal et le Valanginien, et dont le faciès est semblable à celui de la formation type mLa.

La formation mLa est surmontée par la formation rouge (mFr) que nous avons déjà décrite.

E. - LES CAILLOUTIS CRYOCLASTIQUES (q¹)

Sur les cartes au 1/25 000 de Moustiers-Sainte-Marie 1-2 et 5-6, la bordure est du bassin tertiaire de Valensole montre entre Saint-Jurs et Sainte-Croix-du-Verdon, de grandes surfaces régulières (dites "plaine" dans le pays). En restituant les courbes de niveau moyennes de ces surfaces, on voit se dessiner trois grands cônes très aplatis, d'axe nord est - sud ouest (pl. 15). A ces cônes correspondent sur le terrain les niveaux les plus élevés de la série de Valensole dans le secteur envisagé ici.

Ils ont été étudiés pour la première fois par M. GIGOUT (1969) et désignés par lui sous le nom de "cailloutis cryoclastiques".

Le premier, le plus au Nord, se situe à l'Ouest de Saint-Jurs, le second à l'Ouest de Castillon et le plus méridional au Sud Ouest de Moustiers-Sainte-Marie.

Les deux éventails septentrionaux sont constitués (pl. 13) par des cailloutis très anguleux, de taille et de nature variées. Les éléments sont locaux et calcaires (Lias, Jurassique supérieur, Crétacé inférieur, Cénomanien). Du Nord Est au Sud Ouest, la formation subit des variations latérales particulièrement visibles dans l'éventail central. Elles sont les suivantes :

- le ciment est calcaréo-gréseux et peu abondant à la plaine de Balène, il s'affine et devient de plus en plus calcaire et abondant vers l'aval ;
- l'épaisseur de la formation est de l'ordre de quelques mètres près de Castillon, puis elle augmente et atteint son maximum (40 m) à la plaine de Balène, au milieu du cône. Au-delà elle diminue. La formation n'existe plus au Sud Ouest d'une ligne passant par les fermes de Valensole, de Varnède et de Galades ;
- à l'intérieur des cailloutis commencent à s'intercaler des passages calcaires de même nature que la formation de Ségrès.

Le troisième éventail, le plus méridional, est le plus développé. Il est constitué par une alternance de conglomérats et de marnes rouges, sableuses avec quelques lentilles de grès. Les conglomérats ravinent les marnes et les grès. Leurs galets sont bien arrondis, souvent impressionnés et de nature très variée (Lias, Jurassique supérieur, Crétacé inférieur, Cénomanien, Turonien, Flysch à Helminthoïdes, grès d'Annot, calcaires nummulitiques, calcaire lacustre pontien, galets conglomératiques, roches vertes, granite). En outre A.F. de LAPPARENT (1938) p. 152 signale la présence de quelques galets de rhyolite-rouge de l'Estérel dont la fréquence diminue du Sud au Nord de l'éventail. Le ciment est calcaréo-gréseux.

L'épaisseur de cette formation est de 180 m à Sainte-Croix-du-Verdon. Vers le Nord, elle diminue régulièrement, elle n'existe plus au niveau de la route N 552.

Age et interprétation de ces trois éventails

A.F. de LAPPARENT a attribué au Pliocène supérieur les produits de ces trois éventails en les corrélant avec les marnes blanches de Puimoisson, datées par les mammifères.

M. GIGOUT les place dans le Quaternaire en se basant surtout sur la forme des éléments qui composent les deux éventails septentrionaux, ainsi que sur leur position topographique par rapport aux terrasses du Colostre.

Nous allons d'abord considérer les deux éventails au Nord et énumérer leurs caractéristiques.

1 - La forme très anguleuse de leurs cailloux fait penser aux produits de gel et de dégel d'une époque glaciaire quaternaire (photo 15).

2 - Il existe une discordance angulaire nette entre ces cailloutis et les formations sous-jacentes pliocènes. Elle est visible sur la rive droite du ravin de Ponteillas, au point 939 (le 1er éventail) et sur la rive gauche du ravin de Pumeyan, au point 903 (le 2e éventail). Les cailloutis non plissés, ne présentant qu'un pendage de 2 à 3° vers l'Ouest, reposent sur la formation rouge mFr (Pliocène - Villafranchien) très plissée.

3 - A l'amont du cône central, au Sud Ouest de Castillon, les cailloutis ravinent les formations sous-jacentes (formation de Ségrès mFs et la formation rouge mFr).

Ces observations conduisent à accepter l'âge quaternaire proposé par M. GIGOUT pour les deux éventails du Nord seulement.

L'éventail le plus méridional repose stratigraphiquement à peu près sur les mêmes niveaux du Néogène. Ici il surmonte la formation rouge. Sur ce caractère et sa morphologie, on est tenté de le rattacher aux deux éventails précédents. Toutefois, certains autres caractères suivants conduisent à l'en séparer :

- 1 - La présence d'intercalation marneuse rouge et gréseuse de même faciès que la formation rouge mFr sous-jacente.
- 2 - La forme très arrondie des éléments des conglomérats, la présence de galets d'origine lointaine.
- 3 - L'absence d'une discordance angulaire entre cette formation et la formation rouge mFr, le passage entre les deux se fait d'une façon continue.
- 4 - La superficie qu'occupe cet éventail est à peu près 10 fois plus grande que celle des deux autres. Enfin son épaisseur maximale est relativement beaucoup plus grande que celle des deux autres.

On est conduit par conséquent à le séparer des deux autres et à le considérer comme la suite normale de la formation rouge mFr.

Le caractère très détritique et grossier des sédiments de ces trois éventails et leur disposition en cône de déjection nous permettent de dire qu'ils ont été mis en place par des cours d'eau. Les deux éventails du Nord correspondent aux débouchés des torrents actuels de Graïs et de Balène. En l'absence d'éléments d'origine lointaine constituant les cailloutis, on peut admettre que ces torrents sont bien à l'origine de ces dépôts.

Les études basées sur la disposition des galets, effectuées par H. MERCIER (1964) dans les conglomérats de Sainte-Croix (éventail méridional) ont montré des directions d'écoulement sensiblement dirigées vers le Sud Ouest. Cette direction est approximativement celle du Verdon situé en contrebas de Sainte-Croix. Mais si on prolonge l'axe du cône vers le Nord Est on quitte le Verdon et on arrive sur le débouché du torrent d'Angouire. Or, ce torrent ne peut pas être la source d'une telle accumulation détritique avec ses produits très divers et lointains. On doit envisager par conséquent, l'hypothèse de l'existence d'un Paléoverdon ou d'un affluent ancien du Verdon correspondant au lit actuel du torrent d'Angouire. Signalons d'ailleurs, dans le même ordre d'idées, que H. MERCIER a également admis l'existence d'affluents du Verdon, venant du Sud, pour expliquer la présence de galets de rhyolites rouges de l'Estérel.

ETUDE DES MINERAUX LOURDS

Le but de cette étude était la corrélation de l'une des formations tertiaires du Nord (série de Châteauredon) avec une formation du Sud (série de Pont d'Aiguines).

L'échantillonnage a été effectué de la façon suivante :

Les grès et les sables ont été prélevés dans différents niveaux des séries, du Nord au Sud, à Châteauredon, à Trévans au pont d'Aiguines et à Aiguines. Cela en vue d'examiner la répartition des minéraux lourds dans le temps et dans l'espace.

Le cortège des minéraux lourds (pl. 16)

Il est essentiellement constitué dans la série de Châteauredon (formations mB, mC, mD et mFj) par les minéraux de métamorphisme (disthène, staurotide, andalousite, glaucophane, actinote, chlorite, grenat), par les minéraux résistants (zircon, tourmaline, rutile) et par les minéraux accessoires (épidote, anatase, apatite, sphène, etc.).

Si on ne tient pas compte des minéraux dont le pourcentage ne dépasse pas 3-4 %, on constate que de bas en haut, la proportion relative des minéraux varie mais il n'y a pas de variation qualitative.

Au pont d'Aiguines, la série tertiaire présente à peu près le même cortège de minéraux lourds. Parmi les minéraux accessoires, l'épidote commence à prendre un développement considérable dans les sables supérieurs de la formation "lacustre" (mLa).

Plus au Sud, à Aiguines, l'épidote est encore plus développée et représente environ 80 % des minéraux lourds. Les minéraux métamorphiques et résistants ont par conséquent des pourcentages faibles mais ils existent toujours.

Si on ne tient pas compte de l'épidote dont l'origine peut être multiple, la grande monotonie des minéraux lourds que présentent ces séries tertiaires de bas en haut ne permet pas de faire une corrélation entre les différentes formations des zones nord et sud.

La grande variété de minéraux métamorphiques indique que la, ou les sources nourricières étaient composées uniquement de formation métamorphiques. En l'absence de minéral ou d'un cortège de minéraux caractéristiques d'un massif nourricier déjà connu, on est conduit à penser que ces minéraux pourraient provenir du remaniement d'une formation sédimentaire détritique préexistante. Dans les régions voisines, les formations terrigènes les plus développées, riches en minéraux lourds, appartiennent au Nummulitique : grès d'Annot, conglomérats de Clumanc ; puis au Miocène : grès d'Esclagon et de l'ensemble de la région au Nord de Digne.

Les minéraux lourds de ces formations ont été étudiés par D.J. STANLEY (1961) et J.P. LEHMANN (1959). On constate une relative homogénéité de différents cortèges décrits qui n'entraîne pas de conclusion solidement fondée. Toutefois, le cortège cité par D.J. STANLEY pour les conglomérats de Clumanc :

staurotide 24 %
disthène 0 %
grenat 31 %
tourmaline 3 %
zircon - rutile 10 %
apatite 30 %
Autres 2 %

paraît le plus proche de celui que nous avons déterminé.

On pourrait en déduire, avec doute cependant, que les formations de la bordure est du bassin de Valensole dérivent pour une part notable des séries détritiques nummulitiques très largement représentées plus à l'Est. Notons que ceci est en accord avec la fréquence de galets nummulitiques dans la plupart des conglomérats associés aux formations qui ont fourni les minéraux lourds. J.P. LEHMANN (1959) était arrivé à une conclusion identique en étudiant les séries oligo-miocènes du même bassin, au Nord de Digne.

N

S

CHATEAUREDON									
Formation	Ech.	Minéraux lourds transparents			Minéraux accessoires				
		25%	50%	75%					
mFj	359				Epidote 17 % Anatase 1 " Sphène 1 " Apatite 3 "				
	358				Epidote 5 % Anatase 4 " Apatite 4 "				
	357				Epidote 8 % Anatase 1 " Apatite 3 "				
	356				Epidote 6 % Monazite 1 " Apatite α " Xenotime 1 " Phosphate org. α "				
mD	351				Epidote 54 % Apatite 3 "				
	348				Epidote 2 % Anatase 1 " Apatite α "				
	345				Epidote 28 % Anatase 2 " Sphène 1 " Apatite 16 "				
mC	342				Anatase 1 % Apatite 1 "				
	340				Apatite 1 %				
mB	334				Epidote 4 % Apatite 1 "				
	333				Epidote 9 % Sphène 1 " Apatite 9 "				
	332				Apatite 17 %				
	331				Epidote 2 % Anatase 1 " Apatite 25 "				

TREVANS									
Formation	Ech.	Minéraux lourds transparents			Minéraux accessoires				
		25%	50%	75%					
mFj	473				Epidote 16 % Anatase 1 " Apatite 6 "				
	470				Epidote 22 % Apatite 1 "				

PONT D'AIGUINES									
Formation	Ech.	Minéraux lourds transparents			Minéraux accessoires				
		25%	50%	75%					
mLa	613				Epidote 51 % Apatite 1 "				
	610				Epidote 57 % Apatite 2 "				
	572				Monazite 1 % Anatase 1 "				
mCa	576				Epidote 1 % Anatase 4 " Apatite 6 "				


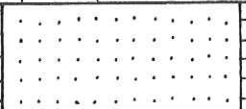
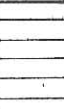
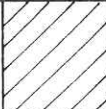
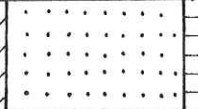
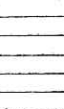
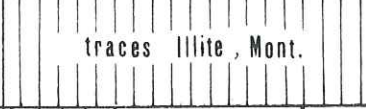
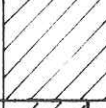
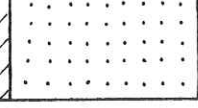
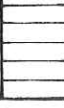
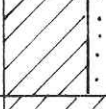
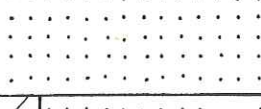

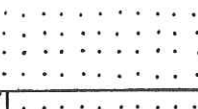

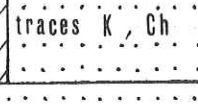
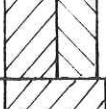
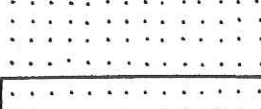

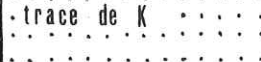
AIGUINES									
Formation	Ech.	Minéraux lourds transparents			Minéraux accessoires				
		25%	50%	75%					
mLa	584				Epidote 87 % Apatite 2 "				
	583				Epidote 78 % Apatite 8 "				

	Minéraux résistants (Zircon + Tourmaline + Rutile)
	// métamorphiques (Disthène + Staurotide + Andalousite + Glaucophane + Actinote + Chloritoïde + Grenat)
	// accessoires






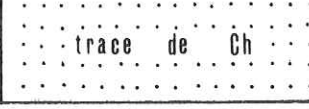
TABLEAU DE REPARTITION DES MINERAUX LOURDS TRANSPARENTS

N





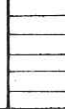

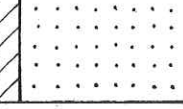



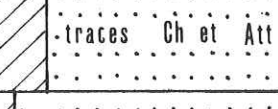


CHATEAUREDON

Formation	Ech.	Pourcentage relatif			
		20%	40%	60%	80%
mFj	362				
mD	354				
	349	 traces Illite , Mont.			
	344				
mC	341				
	338 a				
	338 b			traces K , Ch	
	335				
mA	329		 trace de K		





ST JURS

Formation	Ech.	Pourcentage relatif			
		20%	40%	60%	80%
mFr	511		 trace de Ch		
	516		 trace de Ch		
	519		 trace de Ch		

SEGRIES

Formation	Ech.	Pourcentage relatif			
		20%	40%	60%	80%
mFs	419		 trace de Ch		
	413		 trace d'Att		
	410				
mFp	487		 trace de Ch		
	407		 traces Ch et Att		
	401		 trace de Ch		

PONT D'AIGUINES

Formation	Ech.	Pourcentage relatif			
		20%	40%	60%	80%
mLa	617		 trace de Ch		
	579		 trace de Ch		






	Illite
	Kaolinite
	Montmorillonite
	Chlorite
	Attapulgate

TABLEAU DE REPARTITION DES MINERAUX ARGILEUX

ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX

Les échantillons ont été prélevés en vue d'une étude aux rayons X dans les localités suivantes :

- à Châteauredon, de bas en haut, dans toute la série tertiaire ;
- à Trévans, à la limite du Crétacé et du Lutétien ;
- à Saint-Jurs, dans la formation rouge mFr ;
- à Ségriès, dans les marnes blanches de Puimoisson et dans la formation de Ségriès ;
- au pont d'Aiguines, dans la formation "lacustre" mLa (pl. 17).

Les minéraux argileux le plus fréquemment rencontrés dans ces séries sont la montmorillonite et l'illite.

A Châteauredon, la série tertiaire se divise en deux parties au point de vue des minéraux argileux.

- La partie inférieure comprend les formations mA, mB et mC. Elle est caractérisée par la présence d'illite et de montmorillonite mal cristallisées et de kaolinite en très faible quantité.

- La partie supérieure comprend les formations mD, mE et mFj. Elle est caractérisée par la présence d'illite et de montmorillonite bien cristallisées, d'attapulgate et de chlorite.

Tous ces minéraux sont détritiques à l'exception de l'attapulgate. On peut suggérer que les minéraux détritiques et mal cristallisés de la partie inférieure de cette série sont venus dans le bassin sous cette forme, car la partie inférieure de la série de Châteauredon est assez riche en carbonates. On sait par ailleurs que les eaux chargées en carbonates nourrissent les minéraux mal cristallisés.

L'attapulgate forme presque la totalité de l'échantillon 349 pris dans la formation mD de cette série. Elle est interprétée (G. MILLOT) comme néoformée dans des milieux à caractère alcalin, déposant ainsi des carbonates et des silex. Ceci nécessite des bassins de sédimentation confinés, riches en solutions de silice, de magnésie et de chaux. Ces solutions sont le produit du lessivage des continents sous des climats fortement hydrolysants.

A Trévans, l'examen d'un échantillon pris dans les brèches rouges situées stratigraphiquement à la limite du Crétacé et les calcaires lacustres lutétiens, a montré comme nous l'avons déjà dit la présence de :

calcite
quartz
goethite.

Ces brèches avaient été appelées "silex rouge à tâches blanches" par A. F. de LAPPARENT (1938) (p. 62) et plus tard "bauxite" par P. MOREAU (1961).

On devrait plutôt considérer ces brèches comme une croûte ferrifère.

A Saint-Jurs, la formation rouge mFr contient les mêmes minéraux argileux que la partie supérieure de la série de Châteauredon. Seulement ici la chlorite n'est représentée qu'à l'état de traces.

A Ségriès, l'illite et la montmorillonite des marnes blanches de Puimoisson et de la formation de Ségriès sont très mal cristallisées. On y rencontre en outre des traces d'attapulgate et une quantité non négligeable de chlorite.

On a donc là une sédimentation essentiellement déritique dans un milieu légèrement confiné, comme en témoignent les traces d'attapulgate.

Au pont d'Aiguines, la formation "lacustre" mLa présente les mêmes caractères qu'à Ségriès, mais l'attapulgate disparaît complètement et la chlorite n'est qu'à l'état de traces.

Le nombre très peu élevé des échantillons répartis sur la totalité de notre périmètre, ne permet pas d'interpréter l'ensemble des argiles de la bordure est du bassin de Valensole.

ESSAI DE DATATION

Dans son ensemble la série tertiaire apparaît composée essentiellement de formations détritiques, le plus souvent grossières, déposées en milieu non marin. Les faunes sont très rares, aussi bien macrofaunes que microfaunes. Les formes les plus représentées sont des Gastéropodes pulmonés terrestres ou dulcicoles. Les difficultés de détermination précise de telles faunes, leurs valeurs stratigraphiques souvent douteuses ont entraîné de nombreuses divergences entre les auteurs qui ont abordé le problème.

De nombreux prélèvements ont été effectués en vue de rechercher des microfaunes, Ostracodes en particulier, dont on pouvait espérer des indications d'âge plus précises que celles que fournissaient les Gastéropodes. En fait, la plus grande part des échantillons s'est révélée stérile ou ne montrait que des formes indéterminables avec assez de détails, le plus souvent mélangés à des microfaunes manifestement remaniées, car appartenant aux divers étages du Crétacé marin, parfois même ces derniers sont seuls représentés. Des prélèvements ont été également effectués en collaboration avec MM. P. MEIN et G. TRUC du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon pour rechercher des dents de mammifères de petites tailles. Les déterminations sont en cours et seuls quelques résultats concernant les formations stratigraphiquement les plus élevées seront utilisés dans ce chapitre. Les déterminations ainsi obtenues sont les seules vraiment précises, il serait souhaitable de multiplier dans l'avenir de telles recherches.

Dans ce chapitre nous examinerons les attributions stratigraphiques fournies par les auteurs antérieurs et les discuterons en fonction des renseignements nouveaux obtenus, ceci en suivant l'ordre retenu pour la description des formations.

A. - DANS LA SERIE DE CHATEAUREDON

1) - A.F. de LAPPARENT a attribué

- à l'Oligocène supérieur (suivant en cela Ph. ZURCHER) les formations mA et mB par leurs positions stratigraphiques, au-dessous des terrains datés du Miocène et par analogie de couleur et de faciès avec l'Oligocène des régions voisines ;
- au Burdigalien, la formation mC, en se basant sur les Lamellibranches contenus dans les intercalations marines.
- au Vindobonien, la formation mD grâce à la présence d'*Ostrea crassissima* et de Gastéropodes.
- au Pontien, la formation jaune mFj par corrélation avec les marnes blanches de Puimoisson datées par les mammifères.

2) - Au contraire, R. REY place dans l'Helvétien inférieur toute la partie inférieure du Tertiaire de Châteauredon (formations mA, mB, mC, mD et mE) d'après la faune de Gastéropodes qu'elle renferme.

3) - Les formations mA, mC, mD nous ont fourni des Ostracodes et des Characées. Les Ostracodes examinés par N. GREKOFF indiqueraient un âge de Néogène assez élevé en particulier :

Eucypris L 47

Pseudocandona L 616

Les Characées qui sont présentes aussi bien à Châteauredon que dans la plupart des formations lacustres affleurant dans l'ensemble du périmètre étudié, indiqueraient un âge postéocène moyen (L. GRAMBAST).

Les premiers Ostracodes se rencontrent pratiquement dès la base de la formation mA, à 5 m environ au-dessus de la discordance de base du Tertiaire. Les mêmes formes se retrouvent plus haut dans les formations mC et mD. Les formations mB, mC et mD contiennent :

Ostrea crassissima caractéristique de l'Helvétien.

Tout ceci conduit à envisager un âge miocène supérieur pour l'ensemble de la base de la série de Châteauredon. L'Oligocène serait donc absent ainsi que le Miocène inférieur.

L'épaisse formation mFj (formation jaune) qui surmonte les précédentes ne contient que des microfaunes remaniés ne permettant pas de datation locale exacte.

B. - DANS LA SERIE DE BEYNES

A.F. de LAPPARENT (1938) a attribué :

- au Lutétien, la formation "lacustre" (e) en se basant sur les Gastéropodes qu'elle renferme.
- à l'Oligocène supérieur, la formation de remplissage (Rb) par son faciès et sa position stratigraphique entre l'Eocène à la base et le Miocène au sommet (formation mC à *Ostrea crassissima*)

La formation (e) ne nous a livré que :

Ostracodes indéterminables

Chara sp

La formation (Rb) qui vient au-dessus contient des Ostracodes remaniés du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène, ce qui est en faveur de l'âge lutétien de la formation (e). En l'absence d'autres renseignements, nous garderons cette datation du Lutétien pour la formation (e).

La formation (Rb) se trouve donc stratigraphiquement entre Lutétien et Miocène supérieur. Elle peut être : Eocène supérieur, Oligocène et Miocène inférieur.

C. - DANS LA SERIE DE TREVANS

A.F. de LAPPARENT a attribué :

- au Lutétien la formation "lacustre" (e) grâce aux Gastéropodes comme pour la formation (e) de Beynes.

R. REY par contre l'attribue

- au Biartzien par la même faune.

En l'absence d'autres fossiles caractéristiques nous admettrons leur âge lutétien comme à Beynes.

D. - DANS LA SERIE DE PONT D'AIGUINES

A.F. de LAPPARENT a placé dans :

- l'Oligocène supérieur, les conglomérats (mCa) par leur faciès et position stratigraphiques.
- le Pontien, la formation mLa grâce aux Gastéropodes qu'elle contient.
- le Pontien-Pliocène, la formation rouge mFr grâce à la découverte de dents de mammifères dans les marnes blanches de Puimoisson (elles sont les équivalents latéraux de la formation rouge mFr) et en se basant aussi sur sa position stratigraphique au-dessus des terrains datés du Pontien.

La formation mCa ne contient pas de fossile. Au-dessus, la formation mLa nous a livré : des Gastéropodes de petite taille que G. TRUC attribue au Mio-Pliocène, des Ostracodes indiquant un âge du Néogène assez élevé. On y rencontre aussi quelques oogones de *Chara* sp. La formation rouge (mFr) qui vient au-dessus ne nous a fourni que quelques micro-fossiles remaniés et des Gastéropodes du genre *Helix* ne permettant pas de datation. Mais les prélèvements effectués en commun avec P. MEIN et G. TRUC dans un niveau marneux, tout à fait au sommet de la formation de Ségris et à 25 m en dessous du sommet des marnes blanches de Puimoisson (rappelons que ces deux formations passent latéralement à la formation rouge) ont fourni une faunule de micromammifères vraisemblablement contemporaine de celle de Seynes (Gard) considérée par certains auteurs comme appartenant au Pliocène terminal ou selon d'autres au Villafranchien inférieur.

Cette datation demeure très intéressante si l'on songe que c'est la première fois que des niveaux aussi élevés dans le Tertiaire sont mis en évidence sur la rive gauche de la vallée du Rhône (G. TRUC).

Les marnes blanches de Puimoisson nous ont livré en outre vers leur sommet, des dents de :

Hipparion aff crassum

Parabos cf boodon du Pliocène

Les Ostracodes existent dans toute l'épaisseur visible de ces marnes. Ils indiquent un âge néogène assez élevé. On peut par conséquent considérer la formation rouge (mFr) comme du Pliocène.

La relation stratigraphique de la formation rouge (mFr) avec la formation jaune (mFj) est inconnue. Cependant, quoi qu'il en soit, cette dernière se trouve stratigraphiquement entre le Miocène supérieur (formation mA, mB, mC, mD et mE) et le Pliocène terminal (marnes blanches de Puimisson). On est donc conduit à considérer la formation jaune (mFj) comme étant également du Pliocène.

Pour la formation mLa, les Ostracodes et les Gastéropodes ne nous ont pas indiqué un âge beaucoup plus précis que celui indiqué (Pontien) par les Gastéropodes de grande taille. Dans les chapitres suivants nous adopterons pour cette formation, l'âge (Pontien) donné par A.F. de LAPPARENT.

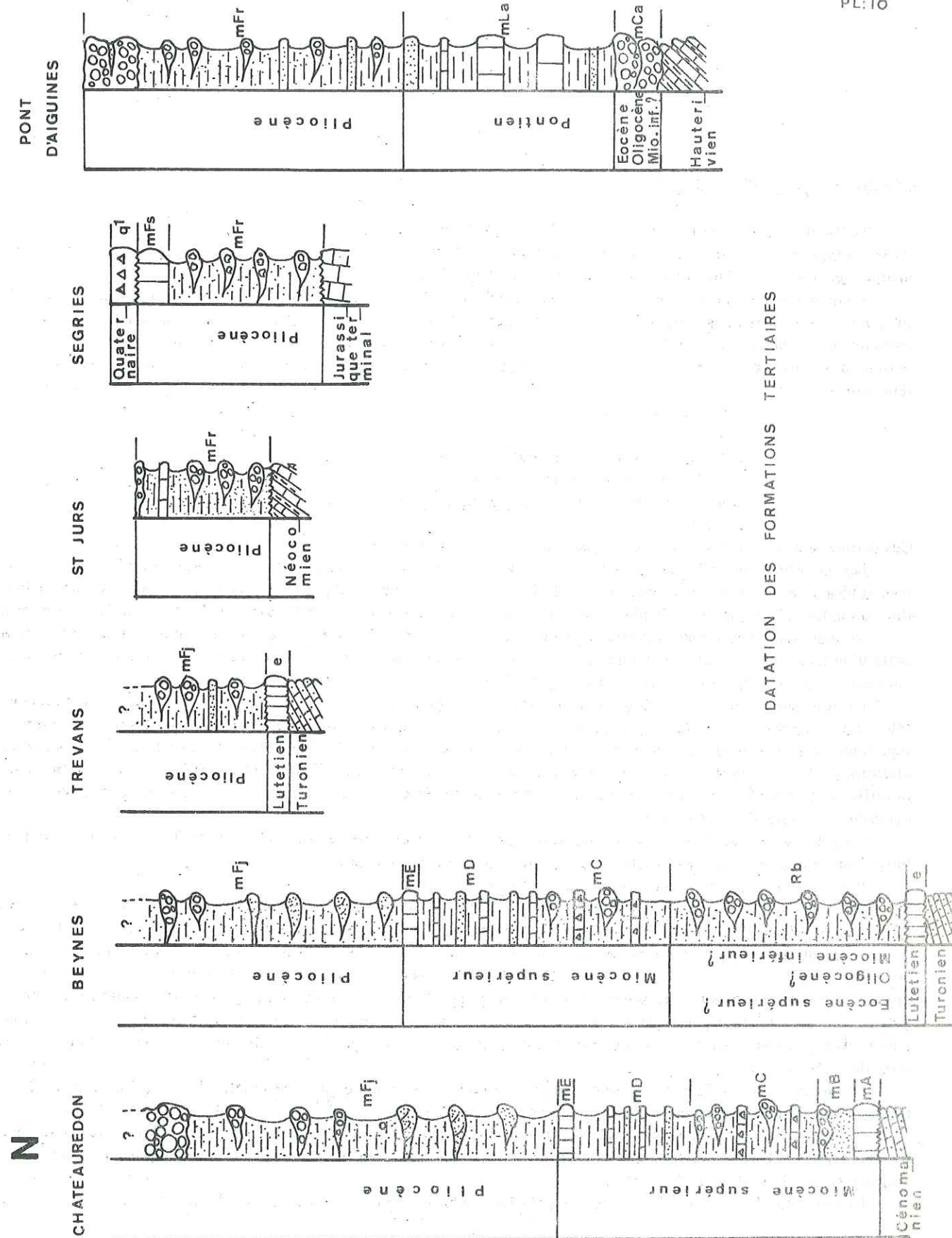
La formation mCa (conglomérats) discordante sur le Crétacé, se trouve donc surmontée par du Pontien. Elle peut correspondre à l'Eocène, à l'Oligocène et au Miocène inférieur.

Cette étude montre que dans le secteur étudié, la formation de Ségriès et les marnes blanches de Puimisson sont les seules formations tertiaires datées avec assez de précision. La planche 18 résume les datations qui vont être adoptées pour les chapitres suivants.

S

- 45 -

PL:18



MILIEU DE DEPOT ET CORRELATION

Le Tertiaire de la bordure est du bassin de Valensole présente des formations de types très différents et chacune d'elles montre des variations latérales de faciès très importantes. Les fossiles y sont rares. Ce sont surtout les rapports visibles sur le terrain, entre formation, qui permettent les déductions.

A Châteauredon, on observe le Tertiaire le plus épais (1 100 m) avec, de bas en haut, les formations mA, mB, mC, mD, mE et mFj d'âge mio-pliocène. Les premiers 400 m de cette série (formations mA, mB, mC, mD, mE) sont caractérisés par une alternance de conglomérats à éléments locaux et lointains, de marnes sableuses, de grès à stratification entrecroisée et de calcaires parfois oncolithiques, souvent gréseux (quartz et glauconie très abondants). On y rencontre :

Ostracodes continentaux
Chara sp.
 feuilles de végétaux supérieurs
 Gastéropodes continentaux et lacustres
 Lamellibranches marins (Ostréa crassissima à plusieurs niveaux et Cardium sp.)
 oncolithes

Ces derniers forment un banc de 3 m d'épaisseur dans la formation mC.

Les oncolithes sont soit plus ou moins sphériques, de dimension allant jusqu'à 30 cm, soit cylindriques. Ils sont constitués par des encroûtements successifs d'apparence alguaire, autour d'un support en général calcaire. Ces oncolithes, semble-t-il, se forment sur place, sous une faible tranche d'eau et dans la zone de flux et de reflux des marées.

On peut donc penser que la partie inférieure du Tertiaire de Châteauredon correspond à une sédimentation mixte, celle d'un bassin essentiellement lacustre, recevant des apports continentaux parfois lointains (galets alpins dans les conglomérats), mais qui peut aussi être envahi par la mer.

La formation jaune (mFj) 700 m, concordante sur la formation mE, termine la série tertiaire de Châteauredon. Elle est très détritique, constituée à la base par des marnes sableuses et des grès à stratifications obliques. La partie supérieure devient essentiellement conglomératique à éléments locaux et lointains (galets alpins) avec un très mauvais classement. Elle ne contient pas d'intercalations lacustre et marine. Elle affleure jusqu'à Trévans. Du Nord au Sud, la taille des galets diminue et l'épaisseur de la formation se réduit. Aucun fossile n'y a été rencontré, sauf quelques Foraminifères remaniés et très usés.

On peut interpréter ce type de sédimentation très grossière comme résultant d'un apport brutal par un courant à forte énergie dans un bassin en bordure d'une région à relief assez marqué.

Il pourrait se rapporter à un système de cône de déjection torrentiel.

De Châteauredon vers le Sud, les deux formations de base (mA et mB) disparaissent avant la faille de Beynes. La formation mA disparaît tout près de la faille, la formation mB se termine en biseau stratigraphique ou passe à la formation mC sus-jacente au niveau de Beauregard. Seule la formation mC et celles qui la surmontent normalement dépassent la faille de Beynes. Au Sud de la faille, s'appuyant contre cette dernière et à la base de la formation mC apparaissent deux autres formations : la formation "lacustre" de Beynes (e) (Lutétien) qui est discordante sur le Mésozoïque et la formation de remplissage de Beynes (Rb) surmontant la première. Nous avons vu que ces deux formations sont stratigraphiquement inférieures aux précédentes, et qu'elles n'ont pas leurs équivalentes au Nord, à la base de la série de Châteauredon.

La formation (e) de Beynes présente à la base le faciès classique de calcaire lacustre blanc à Gastéropodes lacustres et continentaux, à Ostracodes continentaux et à oogones de Chara sp.

Ces calcaires correspondent aux sédiments qui se déposaient dans des lacs qui précédaient la mer nummulitique transgressive vers l'Ouest, la limite ouest des formations nummulitiques marines se situant à peu près au niveau de Barrême (A.F. de LAPPARENT, p. 60).

La formation (Rb) est très locale et très détritique. Elle est constituée par des conglomérats à éléments très locaux,

mal classés (Crétacé inférieur, Crétacé supérieur, Lutétien) et des marnes gréseuses. On n'y observe aucune figure de sédimentation. Elle contient toute une série de micro et macrofossiles remaniés.

Nous la considérons comme une formation continentale, remplissant une cuvette constituée par les formations mésozoïques, tapissée de la formation lacustre (e) lutétienne de Beynes.

L'ensemble tertiaire du compartiment sud de la faille de Beynes, constitué des formations e, Rb, mC, mD, mE et mFj, affleure jusqu'à Haut Véricle. Au-delà, vers le Sud, il disparaît sous le recouvrement d'éboulis à l'exception de la formation mFj. Cette dernière va jusqu'à Trévans où elle surmonte directement la formation "lacustre" de Trévans (e).

La formation "lacustre" de Trévans est discordante sur le Mésozoïque. Elle est constituée à la base par un ensemble de brèches (croûte ferrifère), de marnes rouges, de conglomérats et au sommet par un calcaire à faciès lacustre, contenant : Gastéropodes lacustres et continentaux, oogones de Chara sp. Au point de vue faciès et datation, ces calcaires correspondent aux calcaires lacustres lutétiens de Beynes.

A l'Ouest de Trévans apparaît la formation rouge (mFr). Elle occupe la plus grande partie du bassin tertiaire de Valensole vers le Sud. Le passage de la formation jaune mFj du Nord à la formation rouge mFr n'est pas observable de façon exacte. Au Nord Ouest de Trévans, dans un affluent du ravin de Ranguinaud on observe la superposition du mFr sur mFj. Cela n'est visible que sur quelques dizaines de mètres, le contact de deux formations étant masqué par le lit actuel et les alluvions anciennes (qA) de l'Estoublaise. La formation jaune mFj encore très épaisse (200 m), disparaît à son tour un peu plus au Sud, au niveau du lit de l'Estoublaise d'une façon brutale, sans que l'on puisse connaître son comportement.

On est, par conséquent, en présence de deux possibilités :

- Soit il y a superposition de la formation rouge (mFr) sur la formation jaune (mFj),
- Soit il y a passage latéral d'une formation à l'autre avec, toutefois, une partie de la formation jaune (mFj) passant par dessous la formation rouge (mFr).

La formation rouge (mFr) (Pliocène) se développe très largement vers le Sud et montre des variations latérales. Elle est constituée essentiellement par des marnes rouges, sableuses dans lesquelles les paléosols sont nombreux et par des conglomérats à éléments calcaires et très locaux, souvent anguleux.

Si l'on prolonge la surface de cette formation vers l'Est, en particulier dans la région de Moustiers-Sainte-Marie, on atteint la surface du plateau mésozoïque à l'Est de ce village, où l'on observe des surfaces d'érosion anciennes. D'Ouest en Est, ces vieilles surfaces vont s'élever progressivement :

- Les premières sont situées à une altitude approximative de 1 000 m (plaine de Négaras, plaine de Brétès, plaine de Poissonnier, plateau de Négau, l'Ourbès).
- Les deuxièmes, à 1 100 m (Guiouesse, Pebrière, Belle-Pierre).
- Les troisièmes, à 1 450 m (Petit Marignon, Clot de la Charité, Chaume des Agneaux).

A ces surfaces sont associés les produits d'altération rouges. Ils sont surtout visibles à l'Est de Moustiers-Sainte-Marie et ils sont situés en contrebas des surfaces d'érosion. Ces produits renferment :

goethite,
 calcite,
 quartz,
 traces de boehmite
 illite.

Pour expliquer la sédimentation de la formation rouge (mFr) on est conduit à penser qu'avant le dépôt de celle-ci, dans les régions de l'Est, régnait un climat spécial permettant aux formations mésozoïques essentiellement calcaires, de s'altérer en rouge et que plus tard ces produits se sont accumulés dans le bassin de Valensole, situé plus à l'Ouest en érodant le Mésozoïque pendant le transport. La couleur générale rouge des falaises d'âge jurassique terminal, bréchiques de la bordure du bassin, et la présence des placages de conglomérats (Courchon, l'Hopital) nous amènent aussi à penser que vers la fin du dépôt de mFr, le plateau de Moustiers devait être recouvert en partie par cette formation. Les conglomérats de Courchon et ceux de l'Hopital correspondraient aux restes de cette formation, dans des cuvettes néocomiennes où ils ont pu échapper à l'érosion tardive (fig. 1).

En résumé, la formation mFr est continentale en grande partie avec apports d'Est en Ouest.

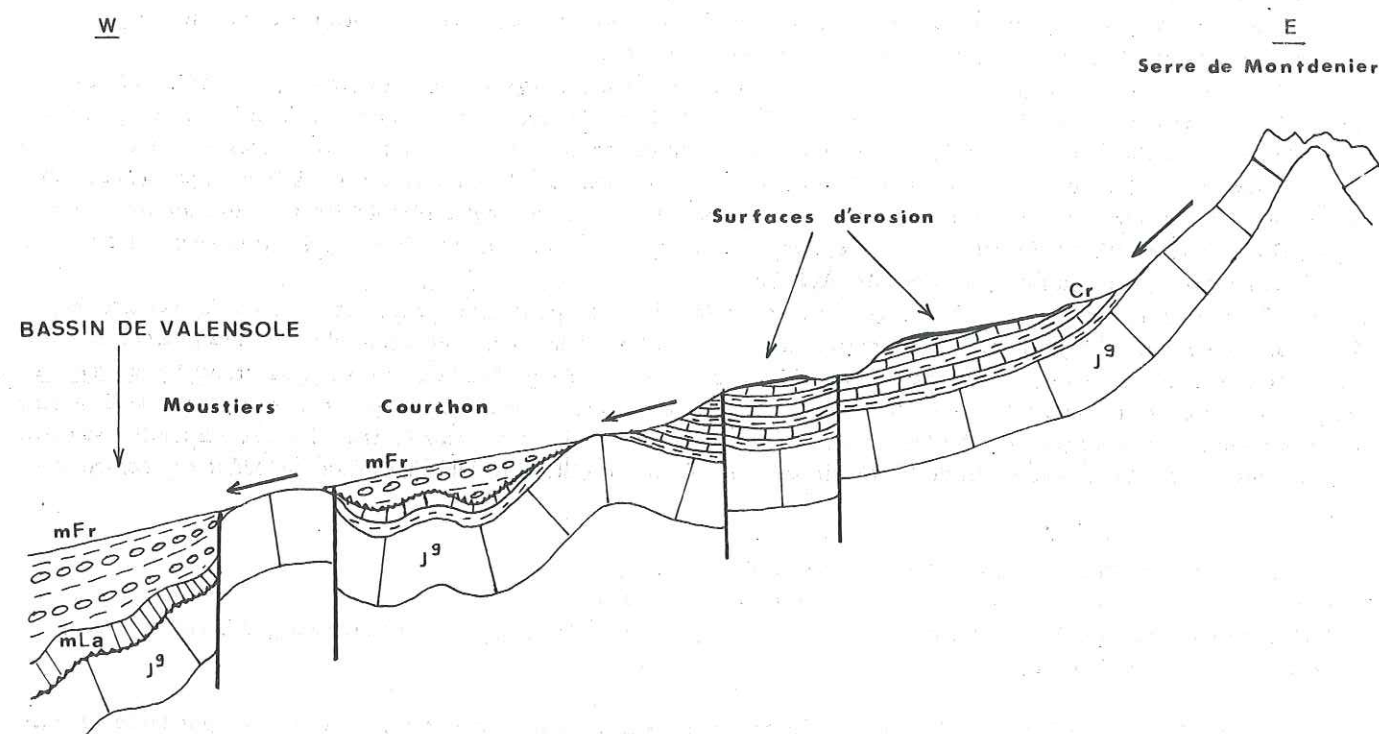


Figure 1 - Schéma d'accumulation de la formation rouge mFr (Pliocène).

A Puimoisson et à Ségriès, la formation mFr passe latéralement à la formation de Ségriès (mFs) et aux marnes blanches de Puimoisson (mFp). Ces deux formations sont très locales et elles sont caractérisées par leurs sédiments relativement fins, constitués par des marnes et calcaires (par endroit travertin) à pisolithes fragiles mais très bien conservés, à Gastéropodes à test très fin. Le quartz détritique existe en faible quantité, son pourcentage diminue en allant de l'Est (continent) vers l'Ouest (bassin tertiaire). La dimension des pisolithes diminue d'Est en Ouest. Ils forment parfois des lentilles ravinant très légèrement les marnes sous-jacentes. Ce sont les seules traces de courant que l'on peut voir. La genèse des pisolithes reste assez douteuse:

- formation purement chimique en milieu agité,
- concrétionnement bio-chimique faisant intervenir des végétaux (algues),
- accréation de couches successives par roulement de type mud boll.

Les deux formations (mFs et mFp) nous ont livré :

- Ostracodes continentaux
- Gastéropodes lacustres et continentaux
- Oogones de *Chara* sp
- Micro et macromammifères.

Comme la formation de Ségriès (à faciès de tuf ou de travertin) arrive au contact de la bordure calcaire subalpine (Castillon), on peut penser qu'elle a été déposée par une source de type vaclusienne, alimentant un lac formé au sein

de la formation rouge (mFr) vers la fin de son dépôt. Ce lac qui a permis la sédimentation des formations mFs et mFp, a été recouvert plus tard par les cailloutis cryoclastiques quaternaires de la plaine de Barène et de Balène et par les conglomérats tertiaires de Sainte-Croix correspondant aux derniers produits de remplissage du bassin de Valensole dans ce secteur.

Au pont d'Aiguines, à la base de la formation rouge (mFr) apparaissent deux autres formations : les conglomérats mCa, la formation "lacustre" mLa.

Les conglomérats (mCa) sont discordants sur le Mésozoïque. Ils sont constitués en général d'éléments calcaires locaux et bien arrondis. Ils ne contiennent pas de galets d'origine lointaine. Ils disparaissent vers le Nord à l'approche du Jurassique terminal chevauchant au niveau de la ferme de Beylière.

Cette formation représente probablement les produits de remplissage d'une cuvette (comme la formation Rb de Beynes) où les cônes de déjection de cours d'eau débouchaient des reliefs voisins.

La formation mLa (Pontien) qui surmonte les conglomérats est constituée par une alternance de calcaires et de marnes à faciès lacustre avec deux niveaux sableux, l'un à la base et l'autre tout à fait au sommet. Cette formation disparaît aussi vers le Nord, près de Moustiers-Sainte-Marie.

A. F. de LAPPARENT y a déterminé des Gastéropodes lacustres et continentaux. Elle contient en outre des Ostracodes continentaux et lagunaires, des oogones de *Chara*, ainsi que *Ammonia cf tepida* en très grande abondance, caractérisant un milieu lagunaire.

Les sables supérieurs de la formation mLa, de par leur position stratigraphique et faciès, rappellent la formation jaune (mFj) de la zone nord, disparue à Trévans. L'étude des minéraux lourds en vue d'une corrélation éventuelle entre ces sables et la formation mFj ne confirme, ni n'infirme cette hypothèse.

La planche 19 résume les corrélations que l'on peut faire entre les différentes séries tertiaires.

III. - QUATERNAIRE RECENT

Dans ce chapitre nous ne ferons qu'énumérer les différents affleurements sans les détailler.

1. - Eboulis anciens (qE)

Ils affleurent à Château Vieux, à Genestier et au Plan Long qui sont situés au Nord Est de Châteauredon.

Ils sont constitués d'éléments anguleux, consolidés et de nature différente : calcaires liasiques (anguleux) et galets calcaires bien arrondis pouvant provenir du remaniement des conglomérats tertiaires.

Un autre affleurement important s'observe à l'Ouest d'Aiguines. Il s'agit des éboulis emballés dans une argile rouge. Les éléments sont constitués presque uniquement de calcaires blancs de Jurassique terminal.

2. - Cônes de déjection (qJ)

Ils se rencontrent à l'Est de Châteauredon correspondant au ravin de la Blache, sur la rive gauche de l'Asse, au Nord d'Estoublon et sur la rive droite de l'Estoublaise.

3. - Alluvions anciennes (qA)

Elles s'observent sur la rive droite de l'Estoublaise, entre Estoublon et Trévans, reposant à la limite de deux formations tertiaires mFj et mFr.

Elles sont constituées de galets arrondis d'origine locale et de blocs conglomératiques. Elles semblent correspondre à une ancienne terrasse de l'Estoublaise.

4. - Tufs (qU)

Une grande partie de l'agglomération de Moustiers-Sainte-Marie est bâtie sur cette formation, déposée par les eaux descendant en cascades dans le ravin de la Chapelle de Notre-Dame-de-Beauvoir.

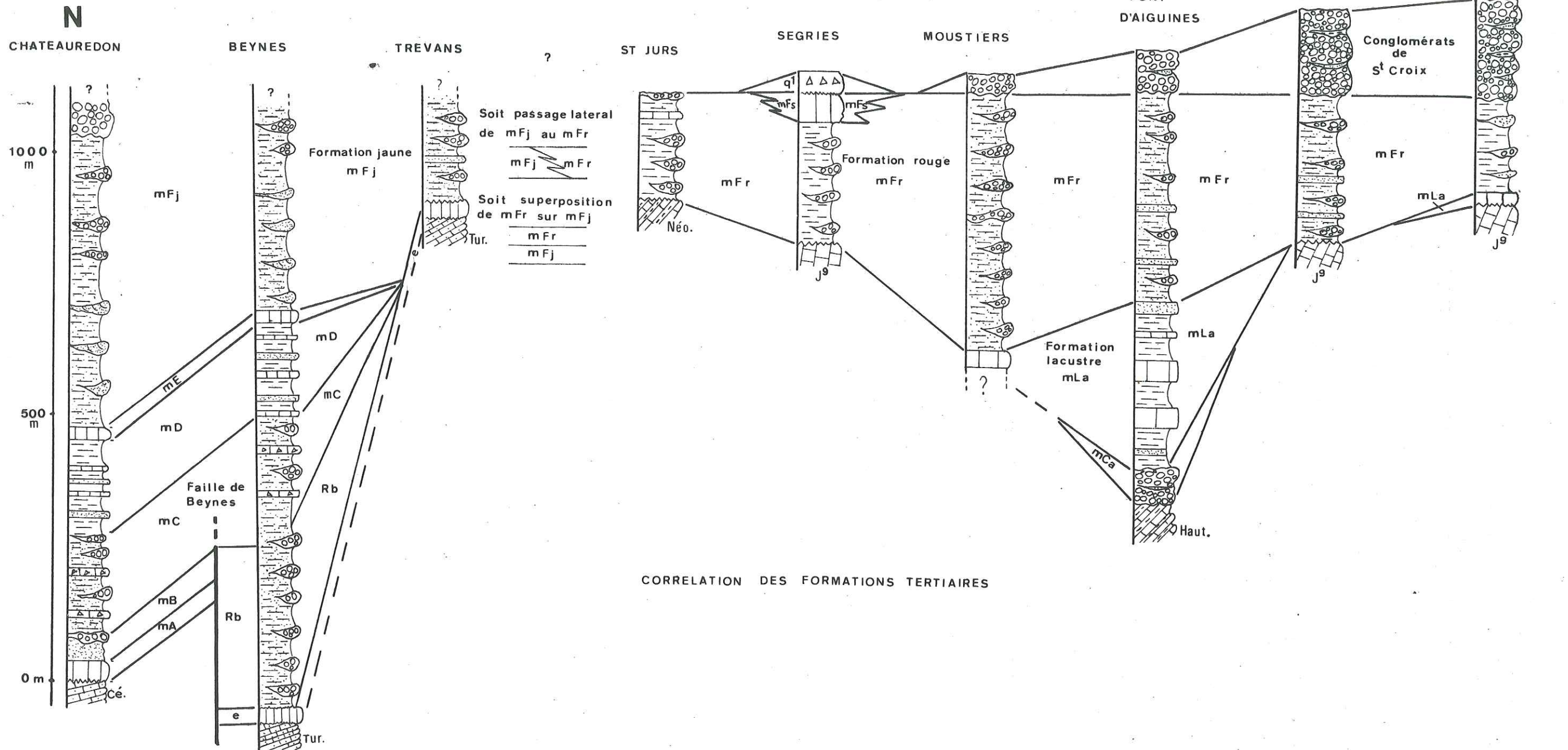
5. - Les alluvions, les éboulis et les terrasses actuelles

Ils n'ont pas été détaillés.

6. - Croûtes calcaires

On les observe dans la région de Puimoisson, à la surface topographique des marnes blanches (Pliocène terminal). Elles sont constituées par des encroûtements successifs des couches calcaires plus ou moins concentriques autour d'un support (photo 16). Ces formations n'ont pas été détaillées non plus au point de vue cartographique.

S





DEUXIEME PARTIE - TECTONIQUE

I. - INTRODUCTION

Pour faciliter la description et la compréhension de cette étude nous allons diviser la zone subalpine de cette région, en plusieurs unités qui au point de vue tectonique se comportent différemment les unes des autres. Du Sud au Nord seront distinguées (planche 20) :

UNITE n° 1 : elle correspond à l'extrémité nord ouest du Grand Plan de Canjuers et de l'anticlinal de Vaumale.

UNITE n° 2 : elle va de l'Ourbès, situé au Sud de Moustiers-Sainte-Marie jusqu'au lit de l'Estoublaise.

UNITE n° 3 : c'est l'unité de l'anticlinal du Serre de Montdenier. Nous n'étudierons que son extrémité nord ouest.

UNITE n° 4 : elle correspond aux environs immédiats de Trévans, allant de l'Estoublaise au col de la Croix.

UNITE n° 5 : le dôme de Châteauredon

UNITE n° 6 : la montagne de Beynes.

UNITE n° 7 : la montagne de Cousson.

II. - DESCRIPTION ET INTERPRETATION

UNITE n° 1

1. - Pli de Bauduen (coupe 1)

Il se termine périclinalement tout à fait au Sud de notre secteur, près du pont de Garruby. Il s'agit d'un pli anticlinal, d'axe nord ouest - sud est, constitué uniquement de terrains d'âge jurassique. A l'Est de Bauduen, cet anticlinal est chevauchant vers l'Ouest sur le synclinal de même nom. A cet endroit son amplitude de recouvrement est estimée à 1 km par A.F. de LAPPARENT (p. 242). Au pont de Garruby le chevauchement s'atténue considérablement. Il n'est plus représenté que par une faille inverse à fort pendage est. Elle met en contact le Jurassique terminal de la fermeture de l'anticlinal avec le Valanginien du flanc est du synclinal.

A partir du pont de Garruby, vers l'Est, le Jurassique terminal du flanc est de l'anticlinal (c'est-à-dire l'extrémité nord ouest du Grand Plan de Canjuers) ne présente que de faibles ondulations sur lesquelles reposent en discordance la formation "lacustre" mLa (Pontien) et la formation rouge mFr (Pliocène) qui toutes deux sont presque horizontales.

2. - Anticlinal de Vaumale (coupes 2, 3, 4)

C'est un anticlinal d'axe nord nord ouest - sud sud est, accidenté le long de son axe par une importante faille. Il s'agit vraisemblablement d'une faille de décrochement (B. PLAUCHUT, 1956).



QUATERNAIRE

Eboulis, alluvion

TERTIAIRE

SECONDAIRE

[illegible]

Nous n'avons étudié qu'une partie du flanc ouest de l'anticlinal. La crête de Vernis, formée par le Jurassique terminal de ce flanc ouest, a été prise comme la limite est, au point de vue cartographique.

Du col d'Illuire jusqu'au Verdon, le flanc ouest est très tranquille ; le Jurassique terminal, le Néocomien et le Cénomaniens (qui est discordant sur le dernier) sont redressés à 70° et surmontés en discordance par les formations tertiaires mCa (indifférenciée) et mLa (Pontien) qui sont encore très redressées. Les couches ne commencent à devenir horizontales qu'à partir de la formation rouge mFr (Pliocène) qui termine la série tertiaire dans cette région.

Entre Pontien et Pliocène la discordance angulaire n'est pas très nette, le changement de pendage étant assez progressif. Mais la présence des galets pontiens (formation mLa) dans les conglomérats pliocènes (formation mFr) conduit à penser qu'à la fin du Pontien, l'anticlinal de Vaumale était individualisé et en proie à l'érosion avant le début du dépôt de mFr (Pliocène).

Dans sa partie sud, l'anticlinal de Vaumale devient chevauchant vers l'Ouest. En effet, au col d'Illuire même apparaît un accident important, de direction est-ouest. Il amène le Jurassique terminal du Petit Margés sur le flanc ouest constitué des terrains jurassiques, néocomiens et tertiaires (formations mCa et mLa) que nous venons de décrire. Plus au Sud, à la bastide de l'Hyère, le même Jurassique terminal chevauche le Valanginien de l'extrémité nord ouest du Grand Plan de Canjuers. Enfin, à la bergerie de Bousquet, le Valanginien disparaît et le chevauchement qui n'affecte plus que le Jurassique terminal devient difficile à suivre au-delà.

Les affleurements très chaotiques du Jurassique, situés à l'Est d'Aiguines et des éboulis anciens (qE), constitués uniquement d'éléments calcaires jurassiques, situés à l'Ouest d'Aiguines, semblent être les produits de morcellement de ce chevauchement.

L'anticlinal de Vaumale se termine périclinement au Nord du Verdon. La charnière anticlinale néocomienne s'ennoie sous les formations tertiaires mCa, mLa et mFr, très plissées à l'Est de la ferme de Méandon.

UNITE n° 2

1. - Anticlinal de l'Ourbès (coupes 4, 5, 6, 7)

L'Ourbès est un plateau correspondant à une surface d'érosion ancienne où les observations de pendage sont très difficiles.

Il s'agit d'un anticlinal d'axe nord ouest - sud est probablement dissymétrique, au flanc sud ouest redressé à la verticale et au flanc nord est à pendage beaucoup plus faible.

A l'Est du signal de l'Ourbès, la voûte constituée par le Jurassique terminal, vient buter contre le Néocomien du synclinal de Châteauneuf par l'intermédiaire d'une faille qui est la suite de celle qui affecte l'anticlinal de Vaumale. Le flanc sud ouest, vertical, se poursuit de façon assez nette jusqu'à la ferme de Beylière où une importante faille d'effondrement de direction nord nord ouest - sud sud est (faille d'effondrement du bassin de Valensole) prend naissance au sein de ce Jurassique terminal. Elle abaisse le compartiment ouest et recoupe obliquement le flanc ouest de l'anticlinal. Un peu plus au Nord, la faille d'effondrement sort du Jurassique terminal et se place à la limite du Tertiaire et du Mésozoïque.

Dans le ravin d'Angouire, grâce à deux autres failles verticales nord ouest - sud est, toute la partie inférieure du Jurassique supérieur (J⁸⁻⁶ J⁵⁻¹) du cœur de l'anticlinal vient à l'affleurement.

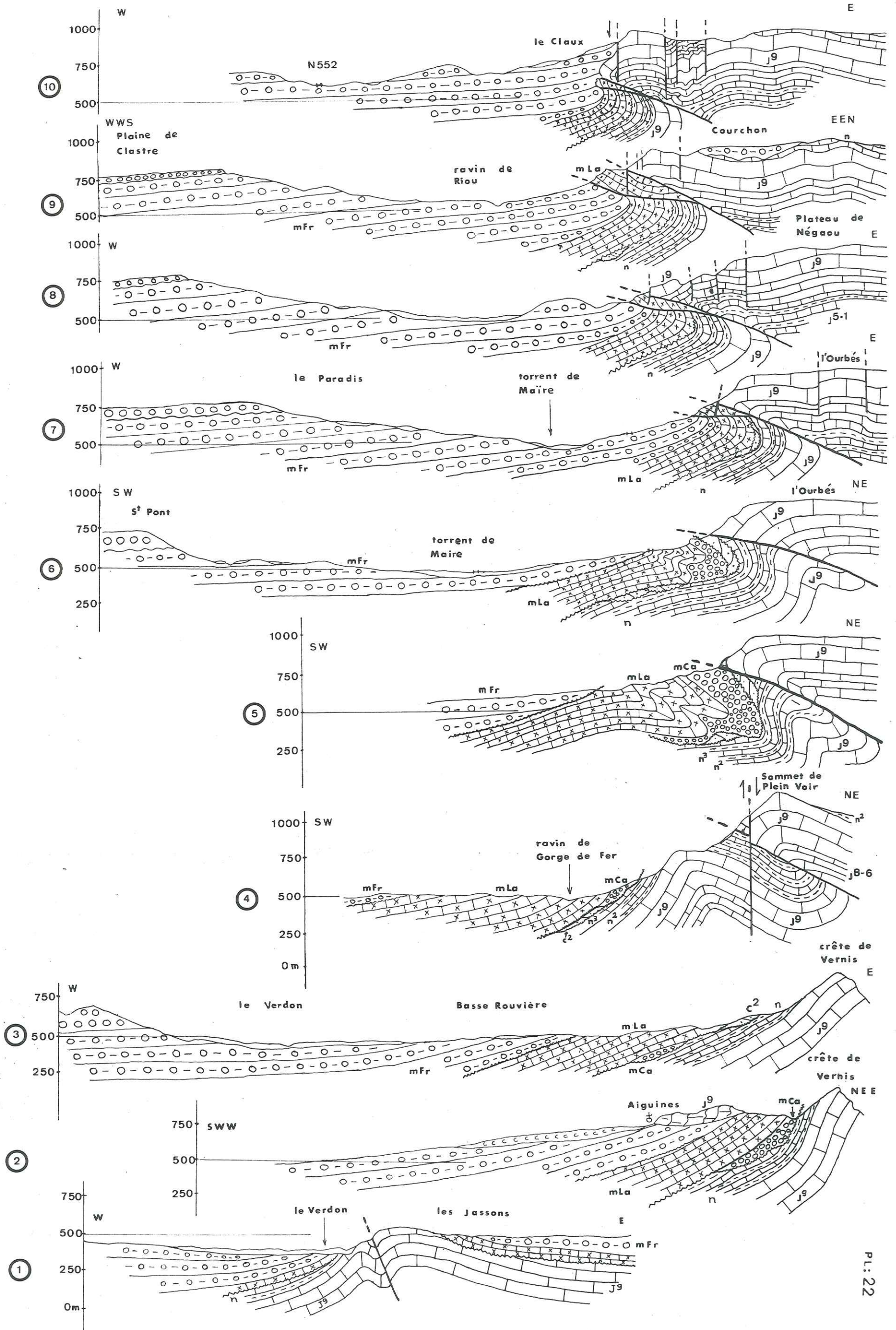
2. - La région comprise entre le ravin d'Angouire et Castillon (coupes 8, 9, 10, 11, 12, 13)

Nous pénétrons dans un domaine tectoniquement plus complexe. Les failles sont nombreuses. L'anticlinal de l'Ourbès présente des ondulations secondaires.

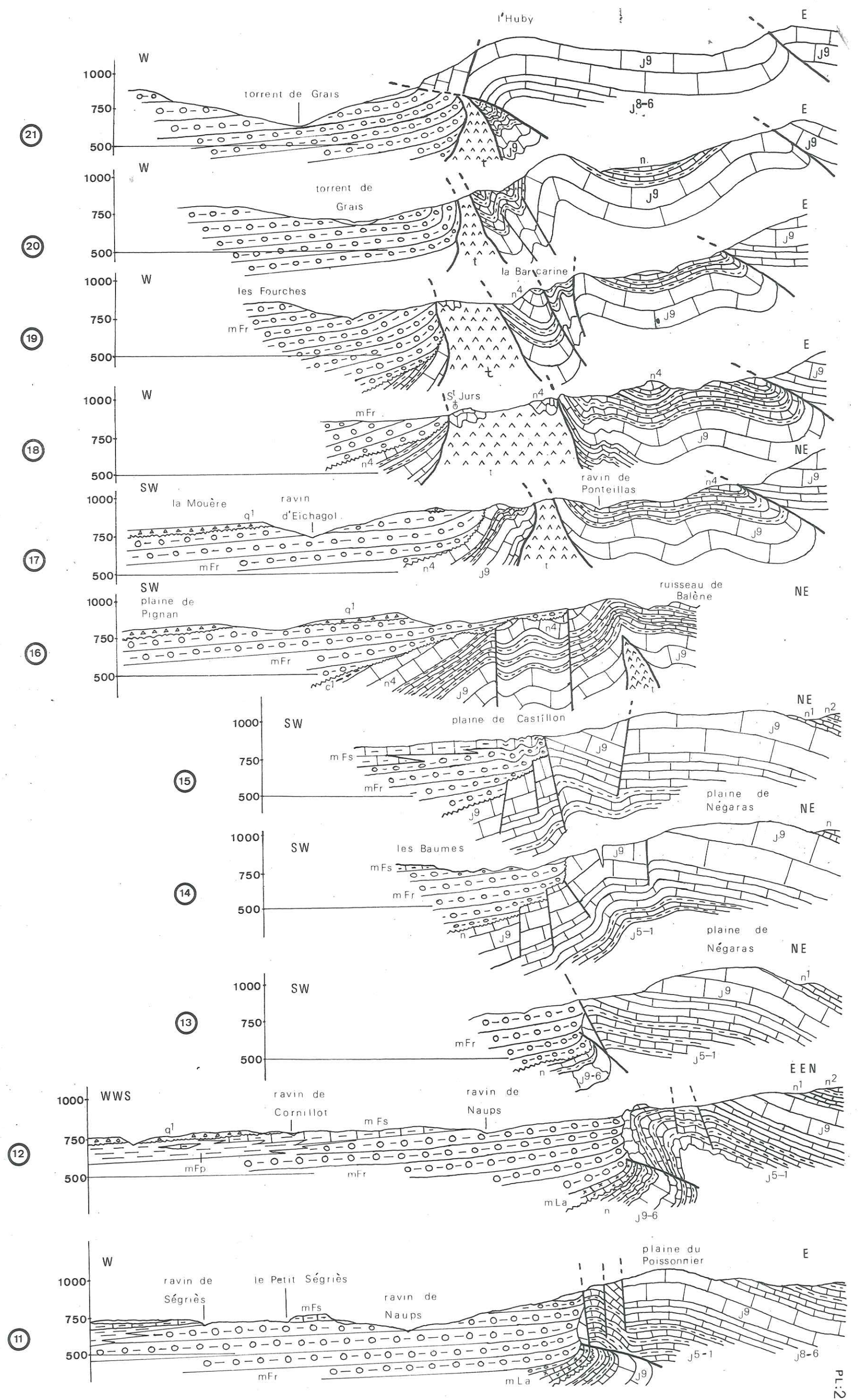
Au Sud du ravin de Courchon, les deux failles du ravin d'Angouire butent contre la faille d'effondrement du bassin de Valensole. Le Jurassique terminal, très bréché de la bordure, représente le prolongement du seul flanc est de l'Ourbès jusqu'à une faille nord ouest - sud est passant par le Claux et près de Notre-Dame de Beauvoir. Au Nord de cette faille, jusqu'à la plaine de la Durance on voit réapparaître le flanc ouest très légèrement renversé. Un peu plus à l'Est, deux failles de direction nord nord ouest - sud sud est affectent le Jurassique et le Crétacé inférieur ondulés prolongeant le flanc nord est de l'Ourbès : la faille de Courchon à l'Ouest et la faille de Fabrès à l'Est. Il s'agit de failles d'effondrements limitant un compartiment berriasien affaissé et très plissé.

Plusieurs autres failles de moindre importance, mais toujours de même direction, affectent ce compartiment et

COUPES TECTONIQUES



tel-00579801, version 1 - 25 Mar 2011



font remonter le Jurassique terminal à travers le Berriasien. A l'Est de la faille de Fabresse, dans le ravin de Riou et de Vincel apparaissent deux plis anticlinaux du Jurassique terminal, séparés par une combe berriasienne.

A Courchon, un placage de formation rouge mFr (Pliocène) repose en discordance sur le Berriasien très plissé. Il masque la faille de Fabresse.

A l'Est de Fabresse et de Courchon, sur le Berriasien on trouve normalement le Valanginien et l'Hauterivien avec un pendage de 20° vers le Nord Est, qui forment le flanc ouest du synclinal de Vénasclé. Ce flanc est très tranquille au point de vue tectonique.

De la plaine de la Durance jusqu'à la région de Castillon, la structure anticlinale de la bordure se conserve. Mais les relations de cette structure avec les plis plus méridionaux ne sont pas très évidentes, l'état très bréchique du Jurassique terminal qui sépare ces deux zones au débouché de la plaine de la Durance gênant les observations.

D'axe nord nord ouest - sud sud est, ce nouvel anticlinal (anticlinal de la plaine de Brétès) au cœur constitué par l'ensemble jurassique moyen à supérieur, présente un flanc est jurassique terminal très tranquille plongeant vers le nord nord est avec un pendage variant de 0° à 20°. Le flanc ouest est légèrement renversé, formé d'un ensemble très bréchique et très étiré, comprenant le Jurassique supérieur calcaréo-marneux et le Jurassique terminal. La fermeture sud de l'anticlinal dans le Jurassique supérieur calcaréo-marneux (au Nord de la plaine de la Durance) est assez nette. Ajoutons que, dans le détail, deux failles, celles de Courchon et de Fabresse accidentent l'anticlinal du Sud au Nord en relevant le compartiment qui les sépare. Le flanc ouest qui est légèrement renversé dans sa partie sud, passe à la verticale sur la rive droite du ravin de Fouent Santé. Puis il disparaît brusquement au contact du Tertiaire du bassin de Valensole.

Le Jurassique terminal du flanc est conserve son pendage est habituel jusqu'à la plaine de Négaras. Puis il tourne et plonge à 45° vers le Nord. Sa couverture berriasienne suit le même mouvement. Une importante faille de direction nord est - sud ouest (faille du ruisseau de Balène) arrête ce flanc vers le Nord. Elle débute au Sud de Mouresse, dans le Valanginien et se termine près de Castillon. Cette faille est en partie masquée par un placage de formation rouge mFr dans le ruisseau de Balène. Elle abaisse le compartiment nord de 200 m environ.

Le contact du Tertiaire de Valensole et du bord subalpin

Dans sa partie sud est, l'anticlinal de l'Ourbés chevauche l'extrémité nord de l'anticlinal de Vaumale. En effet, du sommet de Plein Voir à la ferme de Beylière, le Jurassique terminal vertical du flanc sud ouest de l'Ourbés conservant localement une partie de sa couverture constituée de Crétacé inférieur, recouvre successivement le Jurassique terminal et le Néocomien de l'extrémité nord est de l'anticlinal de Vaumal.

Au Galétas, sur la rive droite du Verdon, les formations tertiaires mCa et mLa sont d'abord inclinées à 30° vers l'Ouest (photo 17), puis elles se relèvent régulièrement vers la ferme de Chauvin. Au-delà de cette ferme elles se plissent sur elles-mêmes trois ou quatre fois avant de buter ou de s'enfoncer (car les éboulis empêchent de voir le contact de façon précise) au Nord Ouest du bois de Felines, sous le Jurassique terminal vertical. Les plis sont visibles jusqu'à la ferme de Beylière. Leurs axes, en particulier ceux qui affectent la formation mLa (Pontien), sont parallèles à l'axe de l'anticlinal de l'Ourbés. La partie inférieure de la formation rouge mFr (Pliocène) qui surmonte la formation mLa est affectée elle aussi.

Ces plis ne peuvent s'expliquer que par l'effet du chevauchement de l'anticlinal de l'Ourbés (Unité n° 2) sur l'anticlinal de Vaumale et sa couverture tertiaire (Unité n° 1).

La partie supérieure de la formation rouge (mFr) non affectée permet de dater le chevauchement. Il est contemporain du dépôt de la partie moyenne de la formation rouge mFr (Pliocène).

A la ferme de Beylière, la formation mCa (Tertiaire indifférencié) disparaît au contact du Jurassique terminal chevauchant. Au-delà, jusqu'à Moustiers-Sainte-Marie, la formation mLa (Pontien) affleure de façon discontinue. Elle se présente comme une écaille très plissée dans le détail ; reposant sur la partie inférieure de la formation mFr (Pliocène) par l'intermédiaire d'une zone bréchique. Cette écaille est affectée par la faille d'effondrement du bassin de Valensole précédemment évoquée.

La partie supérieure de la formation rouge mFr (Pliocène) n'est pas chevauchée, mais vient au contact de l'écaille qu'elle semble envoyer stratigraphiquement. Cette disposition confirmerait que le chevauchement de l'Ourbés (Unité n° 2) est contemporain du dépôt de la partie moyenne de la formation rouge mFr (Pliocène).

Dans la même région, la faille d'effondrement du bassin de Valensole affectant à la fois le Mésozoïque et l'écaille, semble être d'âge postérieur à la mise en place de cette dernière. D'autre part, si dans la région de Moustiers-Sainte-Marie, on prolonge la surface de la formation rouge mFr du plateau de Valensole vers l'Est, on atteint la surface du

plateau mésozoïque de la bordure subalpine, en particulier la surface du placage de conglomérats de Courchon (sommet de la formation rouge mFr). La faille d'effondrement semble donc être ennoyée par le sommet de la formation rouge (Pliocène). Elle est par conséquent contemporaine du dépôt de la partie supérieure de mFr (Pliocène).

La faille de Fabresse précédemment décrite, est en partie masquée par les conglomérats de Courchon. Celle-ci et plusieurs autres, affectant le plateau mésozoïque de Moustiers-Sainte-Marie sont de même direction que la faille d'effondrement du bassin de Valensole. Il est possible que ces failles soient toutes de même âge que cette dernière, c'est-à-dire contemporaines du dépôt de la partie supérieure de la formation rouge (Pliocène).

Dans le ravin de Riou, la formation mLa (Pontien) n'existe plus. Son dernier affleurement est au Sud de Moustiers-Sainte-Marie. A partir de là, vers le Nord nous ignorons ce que devient le chevauchement. Le contact du Mésozoïque de la bordure se fait avec la partie supérieure de la formation rouge mFr. Au fond des ravins, les bancs conglomératiques de la formation mFr sont redressés à la verticale contre le Jurassique terminal. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série, la formation mFr tend à devenir horizontale, les termes les plus élevés venant en contact direct avec le Jurassique. Il s'agit là d'un contact sédimentaire et non tectonique, car les brèches issues du Jurassique terminal viennent s'interstratifier en s'effilant vers l'Ouest dans la formation rouge mFr. (fig. 2).

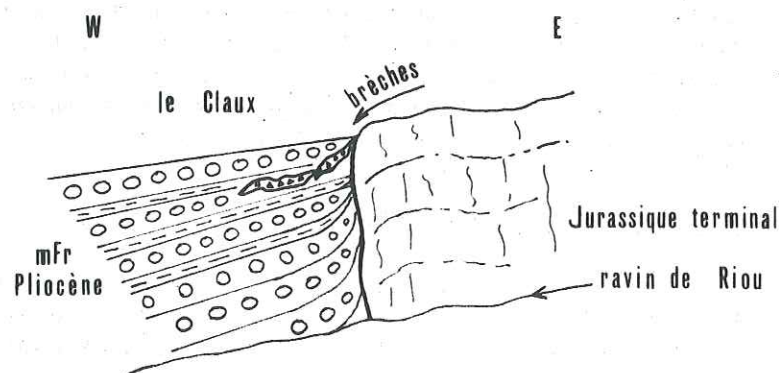


Figure 2 - Le contact du Mésozoïque avec la formation rouge mFr (Pliocène) dans le ravin de Riou.

Cette disposition de bancs peut s'expliquer soit par un affaissement du bassin tertiaire pendant le dépôt de la formation rouge mFr par simple effet de subsidence, soit par le soulèvement progressif du Mésozoïque de la bordure subalpine, soit par les deux en même temps. Faute de pouvoir apprécier, par manque d'éléments, l'éventualité d'un soulèvement de la bordure et par contre devant l'épaisseur considérable des formations tertiaires nous admettrons provisoirement l'hypothèse de la simple subsidence dans le bassin tertiaire de Valensole.

Les brèches interstratifiées au sommet de la formation rouge mFr que nous venons de parler s'interprètent comme un phénomène de glissement au moment du dépôt de la partie tout à fait supérieure de la formation pliocène en question.

Du Claux, jusqu'au ravin de Pertus, les éboulis masquent le contact.

Dans le fond du ravin de Fouent Santé, le flanc ouest de l'anticlinal de la plaine de Brétès est très légèrement renversé sur la partie inférieure de la formation rouge mFr. Comme à Moustiers-Sainte-Marie les termes les plus élevés sont par contre en contact non tectonique avec le Jurassique. Nous ignorons s'il s'agit là de la suite du chevauchement du Sud (Unité n° 2) ou d'un phénomène de renversement tardif, au chevauchement.

3. - La région de Castillon (coupes 14; 15)

A l'Ouest de la plaine de Négaras, le Jurassique terminal apparaît de nouveau, formant les deux blocs monoclinaux du sommet de Castillon et de la plaine de Castillon.

Le monoclinale du sommet de Castillon comporte de bas en haut l'ensemble Jurassique moyen à supérieur, Jurassique supérieur calcaréo-marneux très plissé, qui n'affleure que sur le bord du signal de Castillon et le Jurassique terminal, avec un pendage nord qui, en allant du point 921 vers le point culminant, varie de 25 à 70° et du Néocomien très plissé. La falaise jurassique terminal limitant au Nord Ouest le rocher de Castillon, correspond à un miroir de faille. Ce monoclinale est séparé de celui de la plaine de Castillon par une zone où le Jurassique terminal, très altéré, montre en surface un faciès bréchique.

Le Jurassique terminal du monoclinale de la plaine de Castillon a un pendage nord de 30°. Il est séparé du Jurassique de l'Ourbès par une ligne de fracture sensiblement orientée nord-sud. Dans sa partie sud, près du point 890, il est affecté d'une crevasse ouverte de direction approximative est-ouest, au Sud de laquelle le pendage est de 20° vers le Sud. Le Jurassique terminal est surmonté par du Néocomien sur lequel on rencontre quelques galets appartenant aux conglomérats de la formation rouge mFr.

Les deux monoclinaux sont très bréchiques au contact du Tertiaire de Valensole.

Le contact du Tertiaire de Valensole et du bord subalpin dans la région de Castillon

De la crevasse évoquée précédemment jusqu'à la plaine de Castillon, le contact du Jurassique terminal avec le Tertiaire est masqué par des brèches de pente consolidées, de teinte rouge. A la plaine de Castillon (photo 18), la formation rouge mFr est redressée à la verticale et la formation de Ségriès mFs plissée en accordéon. Les axes des plis étant nord ouest - sud est. Cela est déjà signalé et figuré par A. F. de LAPPARENT (1938, pl. IV, fig. 4).

Sur la rive droite du ruisseau de Balène, la partie tout à fait terminale de la formation rouge mFr repose en discordance sur le Jurassique terminal et le Néocomien.

Interprétation de la région de Castillon

Le rocher de Castillon et la plaine de ce nom constituent deux compartiments prolongeant la grande surface jurassique terminal de la plaine de Négaras et simplement séparés d'elle par des failles anciennes le long desquelles ces compartiments ont joué et basculé les uns par rapport aux autres. Les plus importantes de ces failles sont :

a) - celle qui limite, au Sud Est, le rocher de Castillon (et dont le miroir affleure en bordure de la route), faille qui se prolonge en rive gauche, puis dans le talweg du ruisseau de Balène ;

b) - celle, moins visible, qui doit limiter au Nord le rocher de Castillon, et se prolonger vers l'Est en passant par les ruines de Négaras où elle serait jalonnée par le lambeau de Jurassique terminal que l'on observe.

Ces deux failles séparent finalement le plateau de Moustiers-Sainte-Marie et la région de Saint-Jurs. Leur rôle morphologique est donc considérable.

Ainsi la région de Castillon montrerait-elle un style en "banquise", c'est-à-dire en blocs juxtaposés, mais plus ou moins basculés les uns par rapport aux autres, les contacts ayant été profondément altérés par une érosion aérienne ancienne. L'ensemble aurait ensuite subi, après le dépôt de la formation rouge mFr (Pliocène) qui en recouvrait la bordure ouest, une légère poussée qui aurait amené à refouler localement cette formation mFr ainsi que la formation de Ségriès mFs (plaine de Castillon). Ceci prouve l'existence d'une tectonique locale de réajustement d'âge post-pliocène.

4. - Anticlinal de Saint-Jurs (coupes 16, 17, 18)

C'est un anticlinal d'axe nord ouest - sud est qui relaye, vers le Nord, l'anticlinal de la plaine de Brétès. Son cœur est occupé par du Trias diapir. Son flanc nord est, redressé à 70°, est le plus complet. Il est constitué par une série jurassique supérieure complète. Au contact du Trias, les formations sont extrêmement broyées et laminées. Ce Jurassique supérieur s'enfonce sous le Néocomien sur la rive gauche du ravin de Pontetillas. A cet endroit il est accidenté par plusieurs failles de direction variée qui se perdent dans le Trias.

Une partie seulement du flanc sud ouest est représentée sur la rive droite du ravin de Fournetone, par un alignement

d'affleurements de Jurassique terminal, verticaux très étirés. Par contre, à l'Est de Saint-Jurs la partie nord de ce flanc a disparu. Elle est remplacée par le Trias qui supporte des blocs de Barrémien et de Néocomien très chaotiques.

Au Malm de la partie sud ouest de l'anticlinal font suite un Néocomien et un Barrémien également très tectonisés. Au Nord du ravin de Ponteillas le Barrémien est vertical. Puis vers le Sud il tourne et tend à se fermer périclinalement mais s'arrête brusquement contre la faille du ruisseau de Balène.

A l'Est de l'anticlinal, au Néocomien très plissé fait suite un Barrémien qui forme le flanc ouest du synclinal de Vénasclé.

Le contact du Tertiaire de Valensole avec le Mésozoïque subalpin

Entre les ruines de Négaras et le ravin de Pumeyan, la formation rouge mFr est horizontale et discordante sur le Barrémien. Plus au Nord, elle est très plissotée à l'approche du Mésozoïque. Au contact du Barrémien elle se redresse à la verticale.

Ces plis sont probablement les résultats du phénomène de diapirisme accompagné d'une poussée tangentielle due aux chevauchements subalpins. Les cailloutis cryoclastiques quaternaires qui surmontent la formation rouge mFr, à cet endroit sont restés presque horizontaux, ce qui montre que ces phénomènes se sont produits postérieurement au dépôt de la formation rouge mFr (Pliocène).

Plus au Nord, aux alentours de Saint-Jurs, le Tertiaire doit venir en contact avec le Trias. Mais le recouvrement quaternaire récent interdit toute observations de détail.

5. - Anticlinal de l'Huby (coupes 19, 20, 21)

L'anticlinal de Saint-Jurs est relayé, à son tour, vers le Nord par l'anticlinal de l'Huby. Le Néocomien du synclinal de Vénasclé affleure jusqu'à l'Hubac de Barbasse, à l'Est de l'Huby. Le Jurassique terminal de ce dernier va se relever à 50° vers l'Ouest, atteignant la cote 1264 à l'Huby, formant ainsi le flanc est de cet anticlinal d'axe nord-sud. Une série de petites failles nord-est - sud-ouest affecte son flanc ouest et divise l'anticlinal en deux parties.

a) - La partie sud

Le Jurassique terminal y retombe très brusquement et forme un anticlinal très pincé. Il s'ennevoie périclinalement à l'Est de la Barcarine dans le Néocomien. Le Néocomien de son flanc ouest est extrêmement plissé et affecté d'une faille nord-sud (faille de la Barcarine) qui dans le ravin de Graïs remonte à la surface un lambeau de Jurassique terminal. Au contact du Trias de Saint-Jurs, ce Néocomien est très étiré et redressé.

A la Barcarine un affleurement de Barrémien en charnière synclinale avec un peu d'Albo-Aptien en son cœur, est tronqué par la faille de la Barcarine. Cette charnière synclinale fait la limite entre l'anticlinal de Saint-Jurs et la partie sud de l'anticlinal de l'Huby.

b) - La partie nord

Les failles de l'Huby permettent à la moitié ouest de la voûte anticlinale de s'ouvrir très largement. Elle garde son caractère d'anticlinal jusqu'au point 995 au Nord Ouest de l'Huby. A partir de ce point vers le Nord, jusqu'à l'Estoublaisse, l'érosion et les glissements de terrains ont fait disparaître complètement le flanc ouest et l'anticlinal n'est plus représenté que par un monoclinale parfois horizontal, parfois incliné vers l'Est.

Au Sud Est du château de Trévans on observe en série normale, sur une lame de dolomie triasique broyée, un ensemble de Jurassique moyen à supérieur et de Jurassique supérieur calcaréo-marneux très plissé, surmonté par le Jurassique terminal qui forme la falaise. L'ensemble avec le Trias à la base semble chevaucher vers l'Ouest.

Plus à l'Ouest, en contrebas du Jurassique et au milieu des éboulis, surgissent quelques affleurements de Mésozoïque extrêmement broyés, ne présentant pratiquement aucune stratification sauf dans l'affleurement situé sur la rive gauche du ravin des Béluguettes où, sur 300 m, on observe un Jurassique terminal plissé en un anticlinal très aigu entouré de marnes jaunes néocomiennes.

Au Nord de Côte Chaude, le Jurassique terminal en position monoclinale se redresse et plonge à 50° vers l'Est. Dans le ravin de Turquet, il est surmonté par le Néocomien.

Au niveau du lit de l'Estoublaisse, au Jurassique terminal de Côte Chaude est associée, à sa base, une écaille constituée d'un pli anticlinal d'axe nord-est - sud-ouest (coupe 25). De Cubercelas vers l'Aiglier, le Jurassique terminal

de Côte Chaude chevauche successivement le Jurassique puis le Néocomien de cette écaille jusqu'à la faire disparaître au Sud d'Aiglier.

Une importante faille est-ouest, dans le lit de l'Estoublaisse, arrête brusquement l'anticlinal de l'Huby qu'elle paraît décrocher vers l'Ouest. Cette faille disparaît très vite vers l'Ouest, dans le lit de l'Estoublaisse. La formation rouge mFr (Pliocène) ne semble pas être affectée. Vers l'Est, elle disparaît sous le chevauchement de la montagne de Beynes (unité n° 6). On peut en déduire (avec doute) que cette faille est antérieure à la formation rouge (Pliocène) et qu'elle a peut-être facilité le chevauchement de l'anticlinal de l'Huby, en supprimant sa liaison avec les unités subalpines situées plus au Nord. Nous verrons un cas analogue avec la faille de Beynes et peut-être celle de Castillon en était-elle un autre exemple.

Le contact du Tertiaire de Valensole avec le Mésozoïque subalpin

Au Nord Ouest de la Barcarine, sur la rive gauche du ravin de Graïs, la formation rouge mFr est pliée en genoux au contact du Trias (photo 19). Cette disposition est visible jusqu'au ravin de la Roque situé un peu plus au Nord. Puis on entre dans une zone d'éboulis allant de ce ravin jusqu'à l'Estoublaisse où le contact du Tertiaire avec le Mésozoïque ne peut s'observer de façon précise. Dans la région du château de Trévans ce contact se fait avec les affleurements très broyés dont nous avons parlé. Dans le ravin de Gavagnol un petit affleurement de Barrémien paraît reposer sur la formation rouge mFr. Plus au Nord, dans le ravin de Pissevin, au contraire la formation rouge mFr paraît être discordante sur l'ensemble mésozoïque.

La discontinuité des affleurements, le recouvrement quaternaire et forestier ne nous permettent pas d'interpréter la structure de cette région de façon précise. Trois interprétations peuvent être suggérées ; il s'agit :

- Soit d'une écaille liée au chevauchement (coupe 24) et qui est peut-être alors en continuité avec l'écaille de la rive gauche de l'Estoublaisse.

- Soit d'un Mésozoïque formant le substratum de la formation rouge mFr (coupe 23).

- Soit de blocs mésozoïques glissés (coupe 22) depuis les régions situées plus à l'Est pour venir se sédimenter dans la formation rouge mFr comme dans la région de Moustiers-Sainte-Marie.

Plus au Nord, sur la rive gauche de l'Estoublaisse, la partie inférieure de la formation rouge mFr (Pliocène) est plissée en genoux et chevauchée par le Jurassique terminal de l'écaille du front de Côte Chaude (photo 20). Ce qui prouve que le chevauchement de l'Huby est de même âge que celui de l'Ourbès.

UNITE n° 3 (coupes 17, 18, 19, 20, 21, 22)

C'est l'unité de l'anticlinal du Serre de Montdenier dont l'axe est de direction nord-ouest - sud-est au Nord Est de Moustiers-Sainte-Marie. Puis il tourne à l'Est de Saint-Jurs, devient approximativement Nord-Sud en passant par la chapelle Saint-André à la sortie des gorges de Trévans. A cet endroit il est coupé transversalement par la faille de l'Estoublaisse.

Le flanc ouest, jurassique, de cet anticlinal chevauche à l'Est de Saint-Jurs, le Crétacé inférieur et le Jurassique terminal du synclinal de Vénasclé. Plus au Nord, le chevauchement s'atténue et semble passer progressivement à une flexure que l'on observe près de la chapelle Saint-André. La zone de passage n'est pas visible, elle se situe à peu près à l'Est de Côte Chaude.

A la chapelle Saint-André, l'anticlinal est très pincé. Le Jurassique terminal du flanc ouest est vertical et très étiré. Le Néocomien qui le surmonte a subi le même mouvement. Un peu plus à l'Ouest ce Néocomien forme le cœur d'un petit synclinal limitant cette unité et l'unité n° 2. L'unité n° 3 n'entre donc pas en contact avec le Tertiaire de Valensole.

UNITE n° 4 : région de Trévans (coupes 26, 27, 28, 29)

Au Nord de la faille de l'Estoublaisse, on entre dans un domaine compliqué où la tectonique intense et les éboulis rendent les observations très difficiles.

A Aiglier, affleure un ensemble très plissé comprenant le Néocomien et le Barrémien. Une faille verticale de direction pratiquement nord-sud met en contact, à l'Est de la ferme du Pigeonnier, le Barrémien avec le Cénomanién et le Turonien qui sont également plissés.

Sur la route de Majastre, immédiatement à l'Ouest de la faille, on observe une charnière anticlinale de Barrémien, légèrement renversée vers l'Ouest, entourée de quelques petits affleurements d'Albo-Aptien et de Cénomanién.

Le contact du Tertiaire de Valensole et du bord subalpin

A l'Est de la ferme du Pigeonnier, les calcaires lacustres lutétiens, à fort pendage est, sont discordants sur le Turonien. Au Nord de Trévans ils disparaissent et sur le Turonien vient directement, en discordance, la formation jaune mFj (Pliocène) de la série de Châteauredon. Cette formation y est très plissée. On peut y observer (au Nord de Trévans) une remarquable charnière anticlinale d'axe nord-sud.

Au Nord Est de Trévans, dans le ravin de la Croix, un placage de conglomérats attribuable à la formation rouge mFr (Pliocène) repose en discordance sur le Crétacé inférieur. Il masque en partie la faille nord-sud affectant le Mésozoïque de cette unité.

Ainsi le Mésozoïque de la région de Trévans semble être en place ayant servi de substratum aux formations lutétiennes et pliocènes. Ceci conduit à penser que pendant l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène qui correspondent aux dépôts des formations mA, mB, mC, mD, mE et Rb du dôme de Châteauredon, la région de Trévans était surélevée et soumise à l'érosion.

UNITE n°5 : le dôme de Châteauredon (coupes 30, 31, 32, 33)

On désigne sous ce nom une unité à allure périclinale bien dessinée sur la carte géologique par les couches de la formation mC (Miocène supérieur) qui dessinent un arc de cercle du Haut Vêriscle au Sud de Beynes, jusqu'à Terre-Masse au Nord de Chabrières, passant régulièrement d'une direction sud sud est - nord nord ouest à une direction est-ouest. Toutes les formations tertiaires suivent le même mouvement, le Mésozoïque qui les supporte dessine lui aussi un arc de cercle coupé au Sud Est par une faille importante, la faille de Beynes (photo 21).

a) - Nord de la faille de Beynes

Les différentes couches qui forment ce compartiment ont des pendages variant entre 50-60°.

Au Nord de l'Asse, à partir des Clues de Chabrières vers la périphérie du dôme, le Mésozoïque comporte une série allant du Jurassique terminal au Cénomanién. Le Cénomanién est surmonté en légère discordance par un Tertiaire constitué par des formations mA, mB, mC, mD, mE et mFj qui présentent à peu près le même pendage et la même direction que le Mésozoïque.

Au Sud de l'Asse, le Cénomanién et une grande partie d'Albo-Aptien disparaissent et la formation mA repose sur un Albo-Aptien très réduit et altéré.

Deux failles radiales et verticales affectent cette partie du dôme. Elles sont des rejets apparents à la fois horizontaux et verticaux. La première est celle du sommet de Saint-Pierre, d'une direction approximative nord-sud, elle prend naissance dans le Jurassique terminal du sommet de Saint-Pierre et se perd dans les éboulis sur la rive gauche du ravin la Blache. Près de la Colle, elle met en contact le Barrémien avec la partie inférieure du Cénomanién. A cet endroit son rejet horizontal est de l'ordre de 200 m. Il s'agit probablement d'un accident antérieur au Miocène supérieur.

La deuxième prend également naissance dans le Jurassique terminal au Sud Ouest du sommet de Saint-Pierre. Elle est d'abord Nord-Sud, puis s'infléchit vers l'Ouest et devient Est-Ouest. Elle affecte les terrains jusqu'au Barrémien inclus, puis disparaît dans le lit de l'Asse. Le Tertiaire ne semble pas être affecté par cette faille qui serait donc également ancienne. Son rejet est moins important que celui de la faille de sommet de Saint-Pierre.

Ainsi le compartiment délimité par la faille de Saint-Pierre et son annexe au Sud Ouest, a dû être légèrement surélevé par le jeu de ces failles au cours du Miocène, car à sa verticale, l'épaisseur de la formation mA (Miocène supérieur) est manifestement plus faible qu'ailleurs (fig. 3).

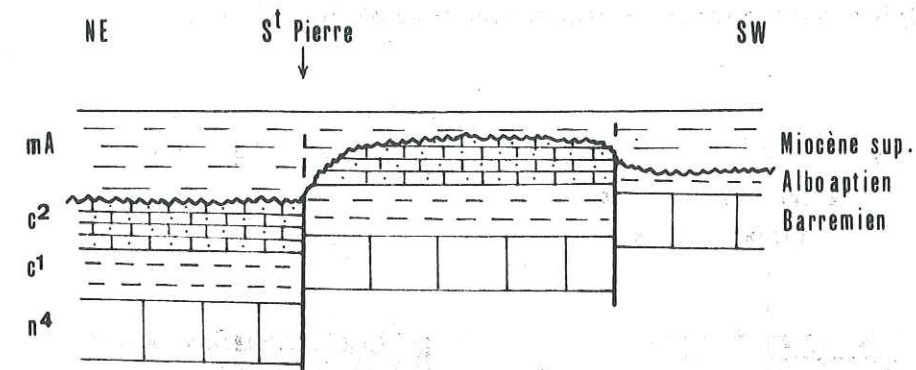


Figure 3 - Le rôle de deux failles septentrionales du dôme de Châteauredon.

b) - La faille de Beynes

Elle est nord est - sud ouest. Comme les deux autres failles du dôme, son rejet semble être à la fois horizontal et vertical.

A Toulonet, du Sud Ouest vers le Nord Est, elle met en contact successivement le Barrémien et l'Hauterivien de la partie nord avec la formation tertiaire Rb du compartiment sud d'une part, le Valanginien, le Berriasien du Nord avec la formation lacustre lutétienne, le Turonien et le Cénomanién du Sud d'autre part. La formation mC (Miocène supérieur) n'est pas affectée.

Aux ruines des Praux, elle est accompagnée de petites cassures moins importantes qui déterminent de petits coins de Jurassique terminal au sein du Berriasien.

c) - Sud de la faille de Beynes (coupes 30, 31)

Au Sud de la faille, le Cénomanién et le Turonien sont renversés à 35° vers l'Est. Les calcaires lutétiens qui reposent en légère discordance sur le Turonien, sont également renversés. Le Lutétien n'affleure pas au Nord de la faille. A l'Est de Beynes la formation de remplissage Rb (Tertiaire indifférencié) montre un pendage vertical. Cette formation ne dépasse pas non plus la faille vers le Nord. Les pendages restent verticaux dans les formations mC, mD et mE au niveau de Beynes, mais commencent à devenir ouest dans la formation jaune mFj.

Plus au Sud, près du point 963, le Turonien et les calcaires lacustres lutétiens sont très plissés et affectés de deux cassures presque de même direction que celle de la faille de Beynes.

Au niveau du Haut Vêriscle, toute la partie inférieure du Tertiaire et le Crétacé supérieur disparaissent sous les éboulis. Il ne subsiste plus que la formation jaune mFj qui affleure plus loin, jusqu'à Trévans.

L'âge et le rôle de la faille de Beynes

Les conditions d'affleurement de cette faille, qui affecte le Mésozoïque, ne permettent pas de voir de façon précise, si elle affecte aussi le Lutétien. Mais deux autres failles situées près du point 963, précédemment évoquées, sont à peu

près de même direction que la faille de Beynes. Elles affectent le Turonien et le Lutétien et se perdent dans la formation de remplissage Rb (Tertiaire conglomératique indifférencié, à galets lutétiens).

Ces raisons nous poussent à supposer que la faille de Beynes et celles situées plus au Sud sont d'âge post-lutétien et antéformation Rb. Elles seraient responsables de la création d'une cuvette à l'Est de Beynes, à fond lutétien, entouré par des reliefs crétacés et lutétiens. Cette cuvette a été ultérieurement remplie par les produits détritiques provenant de l'érosion des reliefs voisins pour constituer la formation de remplissage de Beynes Rb (fig. 4)

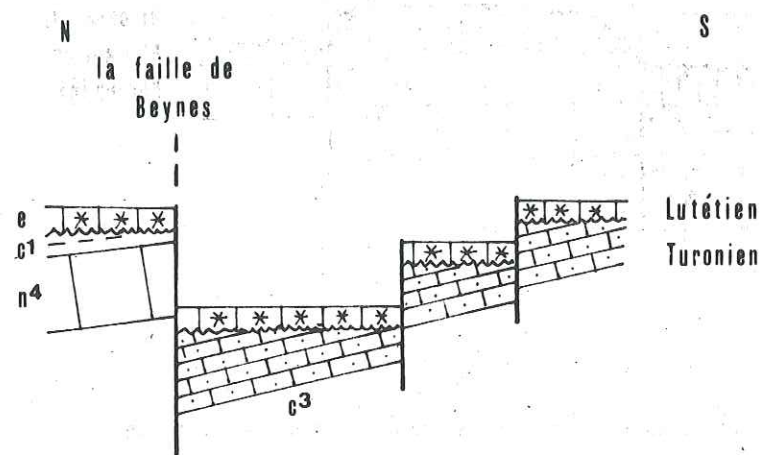


Figure 4 - Le rôle de la faille de Beynes -

d) - Pourtour du dôme de Châteauredon

A l'Ouest de Châteauredon, entre Estoublon et Saint-Jurson, la formation jaune mFj présente quelques ondulations.

A Mézel, le pendage est parallèle à celui du dôme. Mais les couches sont moins redressées. Puis vers l'Ouest, elles dessinent d'abord un synclinal puis un anticlinal. Les pendages des flancs de ces plis sont de l'ordre de 20°. La fermeture périclinale d'un banc de grès de cet anticlinal est remarquable sur la route D 17, entre Mézel et Chaffaut. Les axes de ces plis contournent le dôme d'une façon assez régulière. D'autre part au Nord de Saint-Jeannet, toujours dans la formation jaune mFj, existe un anticlinal d'axe sud est - nord ouest passant par Lambrussier.

Entre l'Asse et l'Estoublaise on ne retrouve plus aucune suite de ces plis, sauf des pendages de l'ordre de 70° sud, observables sur la rive droite de l'Estoublaise et dans la formation jaune mFj, qui peuvent être interprétés comme la suite du flanc sud ouest de l'anticlinal de Saint-Jeannet.

L'âge de la formation du dôme de Châteauredon

Au dôme de Châteauredon, la formation tertiaire la plus récente est la formation jaune mFj (Pliocène). Elle est redressée à 50-60° conformément au pendage normal du dôme. On en déduit que le dôme de Châteauredon s'est formé postérieurement au dépôt mFj ou pendant celui-ci, si l'aurole de mFj ne comprend qu'une partie de cette formation. En effet, l'épaisseur de la formation jaune est ici de 700 m, alors qu'à Valonne la même formation atteint à peu près 1 400 m (J. GOGUEL) mais il faut toujours penser à un amincissement général de l'ensemble de la formation du Nord au Sud.

UNITE n°6 : Chevauchement de la montagne de Beynes (coupes 26, 27, 28, 29, 30, 31)

La montagne de Beynes représente le flanc ouest du synclinal de Majastre. Ce flanc, constitué de terrains essentiellement d'âge jurassique, chevauche du Nord au Sud, par l'intermédiaire du Trias, l'unité n° 5 : dôme de Châteauredon, l'unité n° 4 : région de Trévans et l'unité n° 3 : l'anticlinal du Serre de Montdenier.

Au Nord Est de Beynes, près du point 962, le Trias de base repose presque horizontalement sur le Cénomaniens de la partie sud du dôme de Châteauredon et renverse le Crétacé supérieur, le Lutétien et une partie de la formation de remplissage Rb. Plus au Sud, jusqu'aux Combes, les éboulis récents ne permettent pas de suivre ce chevauchement. A l'Ouest de l'Abreuvement il affecte le Turonien et le Lutétien de la partie sud du dôme de Châteauredon, d'un mouvement tel que le Lutétien se trouve pincé dans un petit pli synclinal de Turonien (coupe 30).

Aux Combes (coupe 29), dans le Trias chevauchant se trouve un énorme bloc de Turonien surmonté en discordance par un calcaire lacustre probablement lutétien. Ces deux formations sont très plissées. Ceci s'interprète comme un bloc pris par le Trias chevauchant et transporté. Ce qui montre que les calcaires lacustres lutétiens ont une extension plus grande vers l'Est.

Un peu plus à l'Ouest, à la base du Trias, s'intercale une écaïlle constituée du Barrémien, du Néocomien et du Jurassique terminal. Elle repose sur le Néocomien et le placage de conglomérat attribuable à la formation rouge (Pliocène) discordant sur ce dernier, tous deux appartenant à l'unité de la région de Trévans. Cette écaïlle se biseaute et disparaît sous le Trias, au Sud du point 1028. Sur la rive droite du ravin de la Croix c'est le Trias qui chevauche le placage de formation rouge en question.

Nous ne savons pas à quel niveau de la formation du bassin de Valensole peut appartenir ce placage de conglomérat isolé. Ceci montre que le chevauchement de la montagne de Beynes est sensiblement de même âge que les autres chevauchements plus méridionaux examinés. D'autre part, le renversement des calcaires lutétiens et les plis observés dans la formation jaune mFj de l'unité de Trévans sont sans doute dus à ce chevauchement.

Plus au Sud l'unité n° 6 masque la faille de l'Estoublaise et chevauche l'extrémité nord de l'anticlinal du Serre de Montdenier (unité n° 3) qui est représenté ici par l'anticlinal très pincé de la chapelle Saint-André.

UNITE n° 7 : Chevauchement de Cousson (coupe 33)

C'est une unité anticlinale qui prend naissance à Chaudon-Norante et qui, rapidement chevauchante se développe vers le Nord Ouest pour former les "écaïlles de Digne".

De la falaise de Cousson jusqu'au ravin des Courtiers, le Lias chevauche la formation jaune mFj du dôme de Châteauredon par l'intermédiaire d'une bande pratiquement continue de gypse triasique (photo 22). Puis les éboulis ne permettent pas de suivre le chevauchement jusqu'à Terre-Masse. Au-delà, à la base du Trias, s'intercale une écaïlle constituée des conglomérats de la formation jaune mFj, accompagnée aux Eguisses par le Jurassique terminal servant de substratum aux conglomérats.

Cette écaïlle chevauche toutes les couches du dôme, depuis la formation mC jusqu'au Jurassique terminal. Ceci montre que la formation jaune mFj a eu une extension beaucoup plus grande vers l'Est et que le chevauchement de Cousson (Unité n° 7) est postérieur à la formation du dôme de Châteauredon.

Dans le ravin de Fuby, à l'intérieur du Trias qui surmonte l'écaïlle, on trouve un bloc de calcaire lacustre attribuable au Lutétien qui a été probablement entraîné par ce chevauchement. Cela montre encore une fois, l'extension vers l'Est, des calcaires lacustres lutétiens comme la formation jaune mFj (Pliocène).

III. - ESSAI D'INTERPRETATION EVOLUTIVE

A. - LIMITE CRETACE-TERTIAIRE

Les termes les plus récents de la série mésozoïque appartiennent au Turonien et se rencontrent seulement à Trévans et à Beynes. Il s'agit des calcaires marins.

La date exacte de l'émersion du domaine subalpin à la fin du Mésozoïque n'est pas connue puisque les dépôts datés ne reprendront qu'avec le Lutétien.

Entre Turonien et Lutétien les seuls éléments d'appréciation que nous possédons sont :

- 1 - la rareté des lambeaux turoniens qui implique une érosion ;
- 2 - la discordance de l'Eocène sur ce Turonien qui implique des mouvements ;
- 3 - une croûte ferrugineuse (Trévans) et une croûte siliceuse (Beynes), traduisant une altération climatique ;
- 4 - une croûte à Microcodium (Beynes), enduisant la surface érodée du Turonien et immédiatement suivie par les calcaires lacustres éocènes, croûte dont l'interprétation est difficile, faute de connaître exactement la signification des Microcodiums.

Nous déduirons de tout ceci que, postérieurement au Turonien, les premiers mouvements alpins ont soulevé, légèrement déformé, et mis à sec le domaine subalpin qui va dès lors subir une longue période d'érosion et d'altération climatique, avant l'épisode lacustre classique du Lutétien.

B. - LUTETIEN

A Beynes et à Trévans la présence de calcaires lacustres conduit à retenir l'existence à cette période de dépressions occupées par des lacs. La sédimentation était toujours influencée par les altérations sur les reliefs environnants comme le montre la présence de quartz détritiques, de glauconie et de macrofossiles turoniens remaniés dans ces calcaires lacustres.

L'extension des dépôts est mal connue, s'agissait-il d'un seul lac dont les sédiments ont été ensuite isolés par les événements tectoniques ou de plusieurs dépressions séparées ? En dépit du Quaternaire une certaine continuité paraît pouvoir être admise entre les affleurements de Beynes et ceux de Trévans, ce qui suggérerait plutôt l'existence d'une cuvette lacustre, mais rien ne dit que ces différents affleurements soient exactement contemporains au sein du Lutétien. De sorte qu'il est impossible de conclure de façon précise.

Le niveau bréchiqye rouge à oxyde de fer surmontant à Beynes les calcaires lacustres permet de penser que les calcaires ainsi déposés ont été ensuite soumis à l'érosion sous un climat de type tropical provoquant l'altération des calcaires en rouge.

La faille de Beynes de direction nord-est - sud-ouest et plusieurs autres, de même direction, situées un peu plus au sud, qui semblent affecter le Mésozoïque et le Lutétien seulement, montrent l'existence d'une tectonique cassante post-lutétienne et antérieure au dépôt de la formation de remplissage Rb (Tertiaire indifférencié). Peut-être s'agit-il donc d'un écho de la phase pyrénéo-provençale.

Au niveau de Beynes cette tectonique a été responsable de la création d'une cuvette à fond tapissé par les calcaires lutétiens, entourée par des reliefs mésozoïques et lutétiens.

On peut rattacher à cette tectonique la formation de la faille de l'Estoublaise et celles du sommet de Castillon, toujours de même direction que celle de Beynes et qui ne semblent pas affecter la formation de Valensole (Pliocène) plus à l'ouest.

C. - L'EPOQUE DU DEPOT DE LA FORMATION DE REMPLISSAGE DE BEYNES Rb (Tertiaire indifférencié)

La formation de remplissage de Beynes Rb, discordante sur le Lutétien, est constituée par une alternance de marnes sableuses à Ostracodes remaniés du Crétacé supérieur et de l'Eocène et de conglomérats à éléments locaux (calcaires du Crétacé supérieur et du Lutétien).

Cette époque correspond, à peu près, au dépôt des conglomérats mCa de Pont d'Aiguines, discordants sur l'Hauteriviien et le Cénomaniien, constitués de galets calcaires locaux du Jurassique et du Crétacé.

Il s'agit donc à Beynes et au Pont d'Aiguines d'une période d'érosion et d'accumulation. L'absence de galets d'origines lointaines dans ces formations indique que leur apport est dû aux cours d'eau locaux. La présence de quelques bancs gypseux que l'on observe dans la formation Rb permet éventuellement d'envisager que le Trias de la montagne de Suy était déjà exposé à l'érosion. Et un climat chaud nécessaire à la réprécipitation du gypse régnait sans doute pendant cette période.

Les formations mA (calcaires lacustres) et mB (grès et conglomérats) de la série de Châteauredon, toutes deux d'âge miocène supérieur, sont au moins contemporaines du sommet de la formation de remplissage de Beynes Rb (conglomérats et marnes). Mais elles en sont séparées par un seuil de terrain albo-aptien relevé par la faille de Beynes ; au-delà de ce seuil la cuvette de Beynes, beaucoup plus creusée, appelait une sédimentation plus épaisse et plus détritique (figure 5).

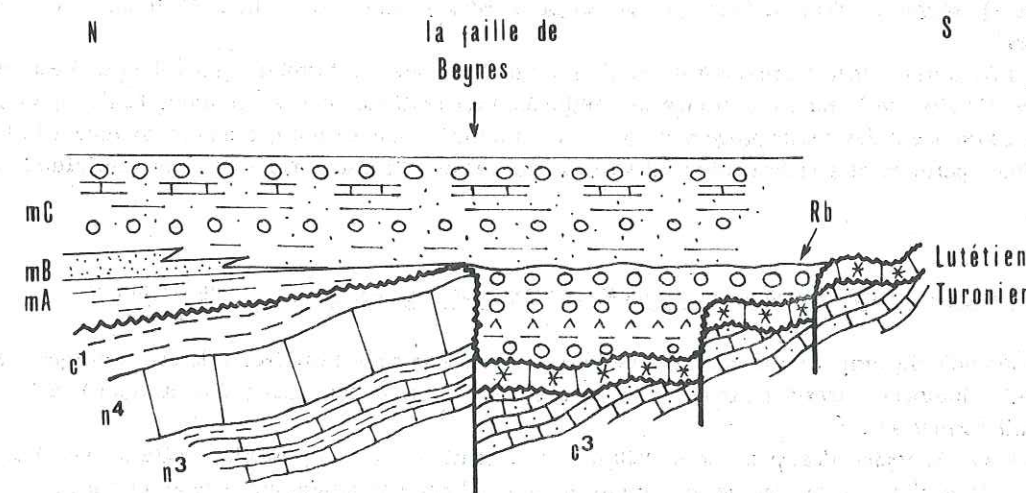


Figure 5 - Le rôle de la faille de Beynes -

La formation mA (Miocène supérieur), la formation de remplissage de Beynes Rb (Tertiaire indifférencié) et la formation mCa de Pont d'Aiguines (également Tertiaire indifférencié) correspondent au début d'une grande subsidence qui va durer pendant tout le reste du Tertiaire.

D. - EPOQUE DU DEPOT DES FORMATIONS mC, mD et mE (Miocène supérieur)

Ces formations de la série de Châteauredon ont une extension beaucoup plus grande vers le Sud que les formations mA et mB. En effet l'ensemble (mA + mB + Rb) est recouvert, ainsi que la faille de Beynes, par la formation mC (fig. 5).

Les formations mC, mD et mE sont de faciès essentiellement lacustre à Gastéropodes d'eau douce avec quelques niveaux marins comme le prouvent les *Ostréa crassissima* et les *Oncolithes*. Ces observations permettent de dire que les formations mC, mD et mE correspondent à une subsidence beaucoup plus forte qu'à l'époque de mA et mB, puisqu'elle permet à la mer de s'introduire à plusieurs reprises dans le bassin qui s'est en même temps agrandi, sans toutefois dépasser vers le Sud, la région de Trévans, puisqu'à Trévans sur le Lutétien on trouve, directement la formation jaune mFj (Pliocène) de la série de Châteauredon.

Pendant tout le dépôt de ces formations les reliefs environnants ont envoyé dans le bassin leurs produits (conglomérats, végétaux).

A peu près à la même époque que celle du dépôt des formations mC, mD et mE, se déposaient, plus au Sud, au Pont d'Aiguines, sur les conglomérats mCa d'âge indéterminé, les calcaires et les marnes lacustres très épais (300 m) appartenant à la formation mLa (Pontien).

Ces sédiments sont beaucoup plus fins qu'à Châteauredon. Ils contiennent, outre les Gastéropodes d'eau douce, des foraminifères saumâtres. Ces faits permettent de retenir l'existence, à cette époque, d'une dépression lacustre subsidente pour subir les influences marines.

L'extension de ce bassin vers le Nord est mal connue. Il devait s'arrêter quelque part au Nord de Moustiers-Sainte-Marie, puisqu'à Trévans la formation lacustre mLa de Pont d'Aiguines n'existe pas sur les calcaires lutétiens. A cette époque, la région de Trévans fonctionnait comme un seuil séparant le bassin de Châteauredon de celui de Pont d'Aiguines.

Au Pont d'Aiguines, sur le flanc ouest de l'anticlinal de Vaumale, la formation mLa (Pontien) est assez fortement redressée. Tandis que la formation rouge mFr (Pliocène) est pratiquement horizontale. Et les conglomérats de cette dernière contiennent des galets provenant de la formation mLa. Ceci implique une tectonique à la limite Pontien-Pliocène, permettant à la formation mLa de se soulever et d'être soumise à l'érosion (anticlinal de Vaumale).

E. - EPOQUE DU DEPOT DE LA FORMATION JAUNE mFj (Pliocène) DE CHATEAUREDON

A Châteauredon, la formation jaune (plus de 700 m) termine la série tertiaire. Elle est détritique à la base (grès, et marnes sableuses) et très détritique au sommet (conglomérats à éléments locaux et alpins). Elle ne contient pas d'intercalations marines.

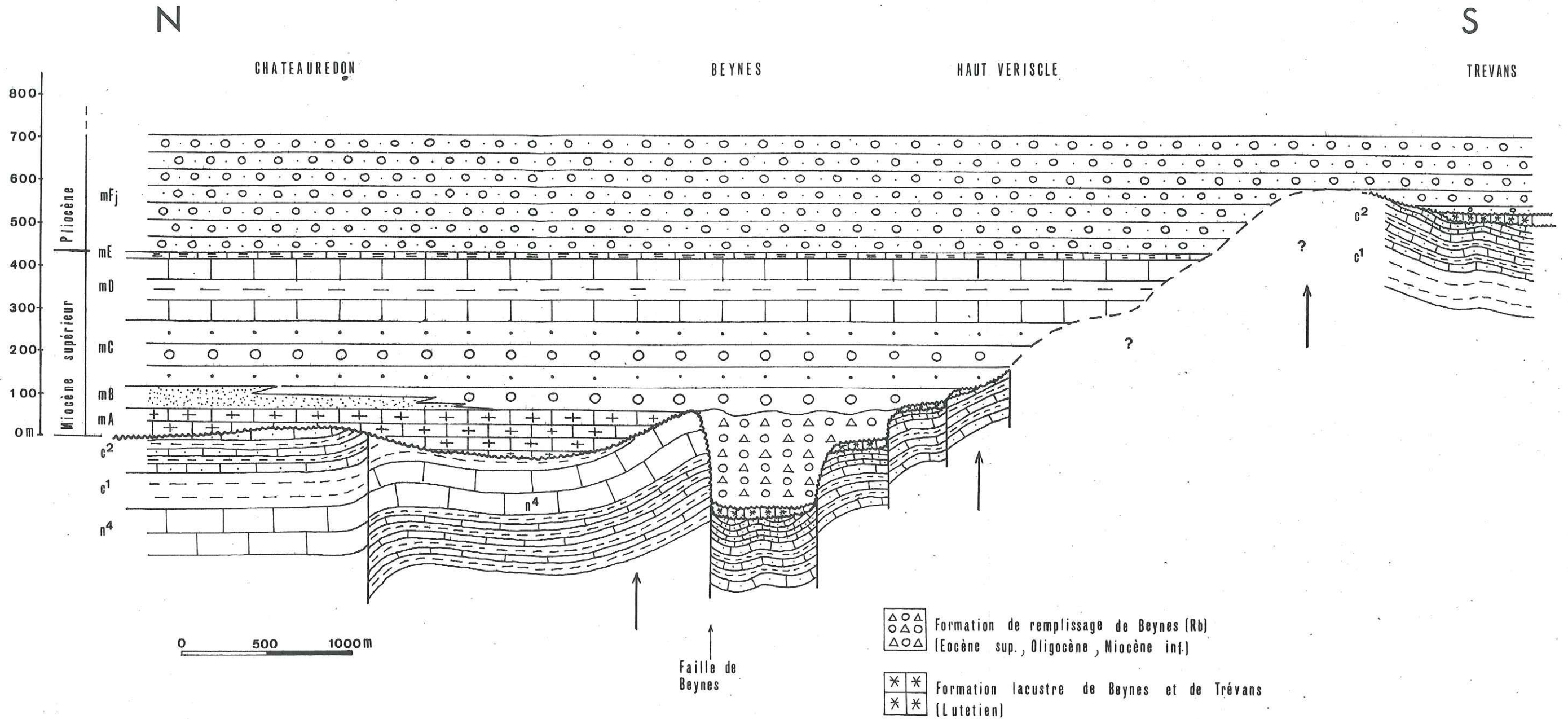
A Trévans son épaisseur n'est plus que de 200 m. La dimension des galets est plus petite qu'à Châteauredon. Cette formation s'interprète comme les produits d'un grand cône de déjection de type torrentiel.

Au moment du dépôt de cette formation, le bassin de Châteauredon a dû continuer à fonctionner comme un bassin subsident alimenté par des torrents d'origine beaucoup plus lointaine. La mer a été complètement chassée de ce bassin, ce qui montre que le remplissage l'emporte sur la subsidence. Ceci implique que, autour du bassin, les reliefs étaient très marqués et en proie à une érosion importante.

L'extension du bassin vers le Sud a été plus grande qu'à l'époque du dépôt des formations mC, mD et mE. Car de Châteauredon à Trévans, tous les termes inférieurs du Tertiaire disparaissent et à Trévans, sur les calcaires lutétiens, vient directement la formation jaune mFj sans intermédiaires des formations mC, mD et mE. Ceci nous pousse encore une fois à supposer l'existence d'un seuil à Trévans, ayant fonctionné avant le dépôt de la formation jaune mFj, séparant le bassin de Châteauredon de celui de Pont d'Aiguines (planche 25).

L'extension de la formation jaune mFj, à partir du lit de l'Estoublaise vers le Sud, comme nous l'avons déjà vu est très mal connue. Nous ne savons pas si la formation mFj passe latéralement à la formation rouge mFr ou s'il y a superposition de la formation mFr sur la formation mFj.

Le dépôt de la formation mFj a été suivi d'une période de soulèvement et de plissement (dôme de Châteauredon).



SCHEMA DE REPARTITION DES FACIES DE LA ZONE NORD SANS FAIRE INTERVENIR UNE TECTONIQUE POSTERIEURE A L'Eocene

F. - EPOQUE DU DEPOT DE LA FORMATION ROUGE mFr (Pliocène)

Il s'agit d'un dépôt également très épais et très détritique, constitué de marnes rouges sableuses et de conglomérats à éléments calcaires d'origine locale, transportés par des torrents descendant des massifs mésozoïques situés à l'Est du plateau de Valensole.

Vers le Sud elle affleure jusqu'à l'extrémité nord ouest du Grand Plan de Canjuers où elle est discordante sur les "calcaires blancs de Provence".

Vers le Nord, elle va jusqu'à Trévans où ses relations stratigraphiques avec la formation jaune mFj, également pliocène, sont mal connues, comme nous venons de le dire.

Ces observations permettent de penser à l'existence d'une dépression subsidente recevant les produits continentaux détritiques de couleur rouge.

Ce bassin subsident a fonctionné soit en même temps que le bassin de Châteauredon au moment du dépôt de la formation jaune mFj, (dans ce cas il y aurait passage latéral de mFj à mFr), soit postérieurement au bassin de Châteauredon (dans ce cas là il y aurait superposition de mFr sur mFj) et le soulèvement de la région nord : dôme de Châteauredon, serait antérieur au dépôt de mFr.

Mais quelle que soit la nature du passage de mFj à mFr, des directions d'apport détritique ont été différentes pour les deux formations. Elle est essentiellement nord-sud pour la formation jaune mFj et est-ouest pour la formation rouge mFr.

Entre Trévans au Nord et le Verdon au Sud, la bordure subalpine est plus ou moins chevauchante sur la partie inférieure de la formation rouge mFr. On en déduit qu'il y a eu une tectonique tangentielle vers le milieu et pendant le dépôt de cette formation d'âge pliocène.

La faille d'effondrement du bassin de Valensole, de direction nord nord ouest - sud sud est, qui a légèrement abaissé le bassin tertiaire, est postérieure au chevauchement du Mésozoïque de Moustiers-Sainte-Marie et antérieure aux derniers dépôts de la formation rouge mFr. Plusieurs autres failles de même direction, observables sur le plateau de Moustiers-Sainte-Marie, peuvent être attribuées à cette période de mouvement. Elles témoignent, par conséquent, de l'existence d'une tectonique cassante à cette période du dépôt de la partie supérieure de la formation rouge mFr.

L'existence de deux formations très locales à faciès lacustres (marnes blanches de Puimoisson mFp et la formation de Ségriès mFs) qui passent latéralement à la partie supérieure de la formation rouge explique qu'à cette époque subsistait une dépression lacustre au sein de la formation rouge, dépression probablement remplie par les eaux de sources riches en carbonate sortant des calcaires, très karstiques du Jurassique située à l'Est.

Aux Claux, situés au Nord de Moustiers-Sainte-Marie, les blocs du Jurassique terminal ont glissé vers l'Ouest pendant le dépôt de la partie tout à fait supérieure de la formation rouge. On peut attribuer à ce type de mouvement, les affleurements mésozoïques du sommet de la formation rouge que l'on observe près du château de Trévans. Ces glissements sont le témoignage des mouvements de réajustement produit à la fin du dépôt de la formation rouge mFr (Pliocène).

Aux environs de Moustiers-Sainte-Marie, la partie tout à fait terminale de la formation mFr est inclinée vers l'Ouest de 2-3° seulement. Nous avons vu que l'on pouvait la prolonger à la surface du plateau mésozoïque de Moustiers (lui-même chevauchant sur la partie inférieure de la même formation). On en déduit qu'à la fin du dépôt de mFr, la subsidence a cessé et que tout le bassin est comblé, puisque le plateau mésozoïque de Moustiers est lui aussi envahi par la formation rouge.

Dans la partie sud du plateau de Valensole, existent au-dessus de la formation mFr et en continuité avec elle, les conglomérats de Sainte-Croix, se présentant en un grand cône de déjection d'axe nord est - sud ouest. Ces conglomérats terminent la série tertiaire de ce secteur. Ils correspondent aux derniers produits de remplissage tertiaires du bassin de Valensole. Ces produits ont été, peut-être, transportés par un vieux Verdon, suivant approximativement le lit actuel du ravin d'Angouire.

Les deux replis anticlinaux aigus et très locaux, affectant la formation de Ségriès (Pliocène terminal) dans la région de Castillon, montrent l'existence d'une tectonique de réajustement d'âge post-pliocène.

G. - QUATERNAIRE

L'existence des cailloutis cryoclastiques, se présentant en deux éventails d'axe nord est - sud ouest, reposant en discordance sur le Pliocène terminal de la plaine de Barène et celle de Balène, permet de penser qu'au Quaternaire un climat froid régnait sur les massifs mésozoïques situés à l'Est du bassin tertiaire de Valensole. Puis les torrents de direction nord est - sud ouest (celui de Graïs et de Balène) ont accumulé ces cailloutis cryoclastiques à la surface des derniers dépôts du bassin tertiaire situé plus à l'Ouest.

Plus au Sud, l'érosion de cette époque a décapé une grande partie de la formation rouge déposée sur le plateau de Moustiers. Il n'en est resté que deux lambeaux témoins : celui de Courchon et celui de l'Hopital qui se trouvaient dans des cuvettes à fond néocomien et ont pu, de ce fait, échapper à l'érosion.

Enfin les cours d'eau actuels, essentiellement représentés par l'Asse au Nord et le Verdon au Sud, ont fortement érodé cette région et lui ont donné son modelé actuel. Le Verdon qui fonctionnait peut-être pendant le dépôt des conglomérats de Sainte-Croix (Pliocène) a changé de lit et a migré un peu vers le Sud.

IV. - LE CADRE GENERAL

A l'échelle de notre secteur (pl. 31), du Sud au Nord, le Grand Plan de Canjuers et l'anticlinal de Vaumale (unité n° 1), la région de Trévans (unité n° 4) et le dôme de Châteauredon (unité n° 5) semblent constituer le substratum normal et en place des terrains tertiaires. D'autre part, les parties sud et nord de l'unité n° 2 (unité allant de l'Ourbès jusqu'au lit de l'Estoublaise), l'unité n° 6 (montagne de Beynes) et l'unité n° 7 (montagne de Cousson) sont chevauchantes sur les unités en place que nous venons de citer et sur les différents termes du Tertiaire du bassin de Valensole. Les plus élevés de ces derniers, directement chevauchés par les unités mésozoïques, sont la partie inférieure de la formation rouge mFr (Pliocène) dans la zone sud et la formation jaune mFj (Pliocène) dans la zone nord de notre secteur.

Nous ignorons si c'est le sommet de la formation jaune mFj qui est chevauché ou si c'est seulement une partie inférieure comme pour la formation rouge mFr, ceci ne nous permet pas de différencier les chevauchements du Sud de ceux du Nord, pour ce qui est de la date de leur mise en place.

Comme d'autre part, les deux formations mFj et mFr sont datées du Pliocène, mais que leurs relations stratigraphiques sont mal connues, le problème de passage de la formation mFj à la formation mFr est directement lié à l'extension de la formation jaune mFj vers le Sud, extension malheureusement inconnue. Nous sommes ainsi amenés à l'alternative suivante :

1 - ou bien il y a passage latéral de la formation jaune mFj à la formation rouge mFr, auquel cas les derniers affleurements de mFj ne dépasseraient pas la région de Trévans vers le Sud (pl. 26) ;

2 - ou bien il y a superposition de mFr sur mFj, auquel cas l'extension de mFj sous mFr vers le Sud est très problématique. Car d'une part dans la région de Saint-Jurs, le Néocomien semble être en place et servir de substratum à la formation mFr (ce qui nous pousserait à faire disparaître auparavant la formation mFj), mais d'autre part, au Pont d'Aiguines, les sables et les grès existant entre la formation lacustre mLa (Pontien) et la formation rouge mFr (Pliocène) ressemblent beaucoup à la formation mFj au point de vue faciès, et pourraient être dès lors interprétés comme les équivalents latéraux de la formation mFj, ce qui nous pousserait à admettre l'extension vers le Sud de celle-ci.

L'étude des minéraux lourds, comme nous l'avons dit en vue d'une corrélation de ces sables et grès du Pont d'Aiguines avec la formation jaune mFj (Pliocène) ne confirme ni n'infirme cette hypothèse.

On est donc amené, dans le cas de la superposition, à une nouvelle alternative :

a) ou bien la formation jaune mFj (Pliocène) se biseaute quelque part entre Trévans et Saint-Jurs sous la formation rouge mFr (Pliocène) et vient se terminer contre le Mésozoïque resté en saillie (pl. 27). Dans ce cas le Mésozoïque de Saint-Jurs serait en place, servant de substratum à la formation rouge mFr;

b) ou bien la formation jaune mFj a une extension beaucoup plus grande, allant jusqu'à Aiguines (pl. 28). Mais dans ce cas nous ne pouvons dire si elle contourne le "paléorelief" néocomien de Saint-Jurs ou si elle passe dessous, ce Mésozoïque correspondrait alors à un ancien chevauchement ennoyé par le dépôt plus tardif de la formation rouge mFr.

Le manque d'observation et de datation des terrains tertiaires ne permettent pas de trancher entre toutes ces possibilités.

N

S

CHATEAUREDON

BEYNES

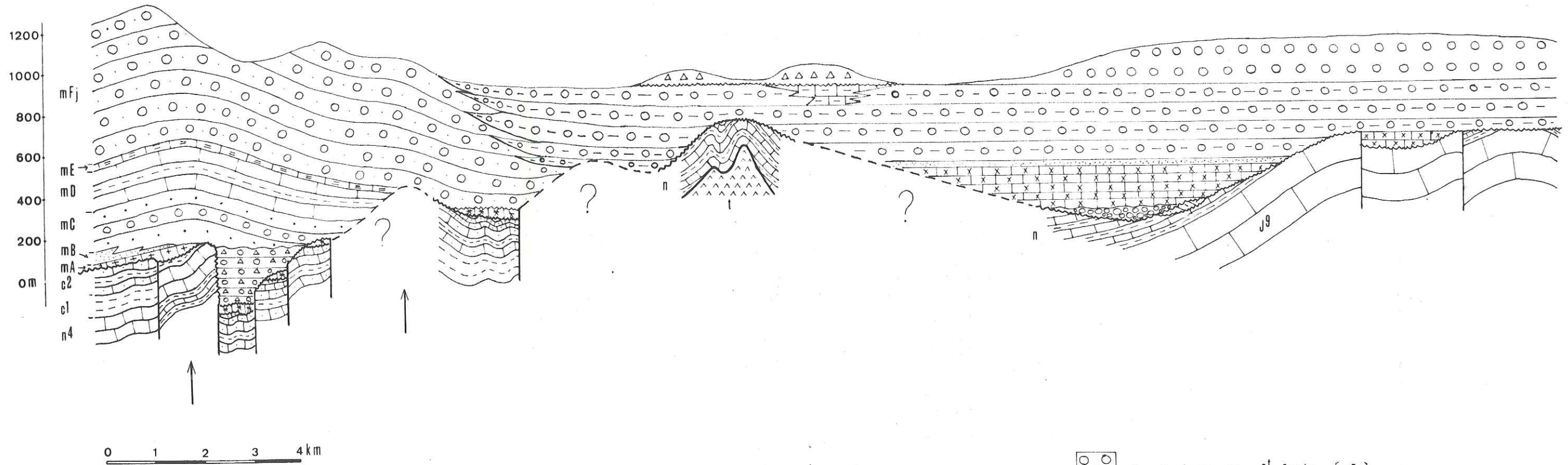
TREVANS

ST JURS

MOUSTIERS
ST-MARIE

PONT D'AIGUINES

PONT DE GARRUBY



Formation de remplissage [Rb]

// lacustre [e]

Cailloutis cryoclastiques [q1]

Formation de Ségriès [mFs]

// rouge [mFr]

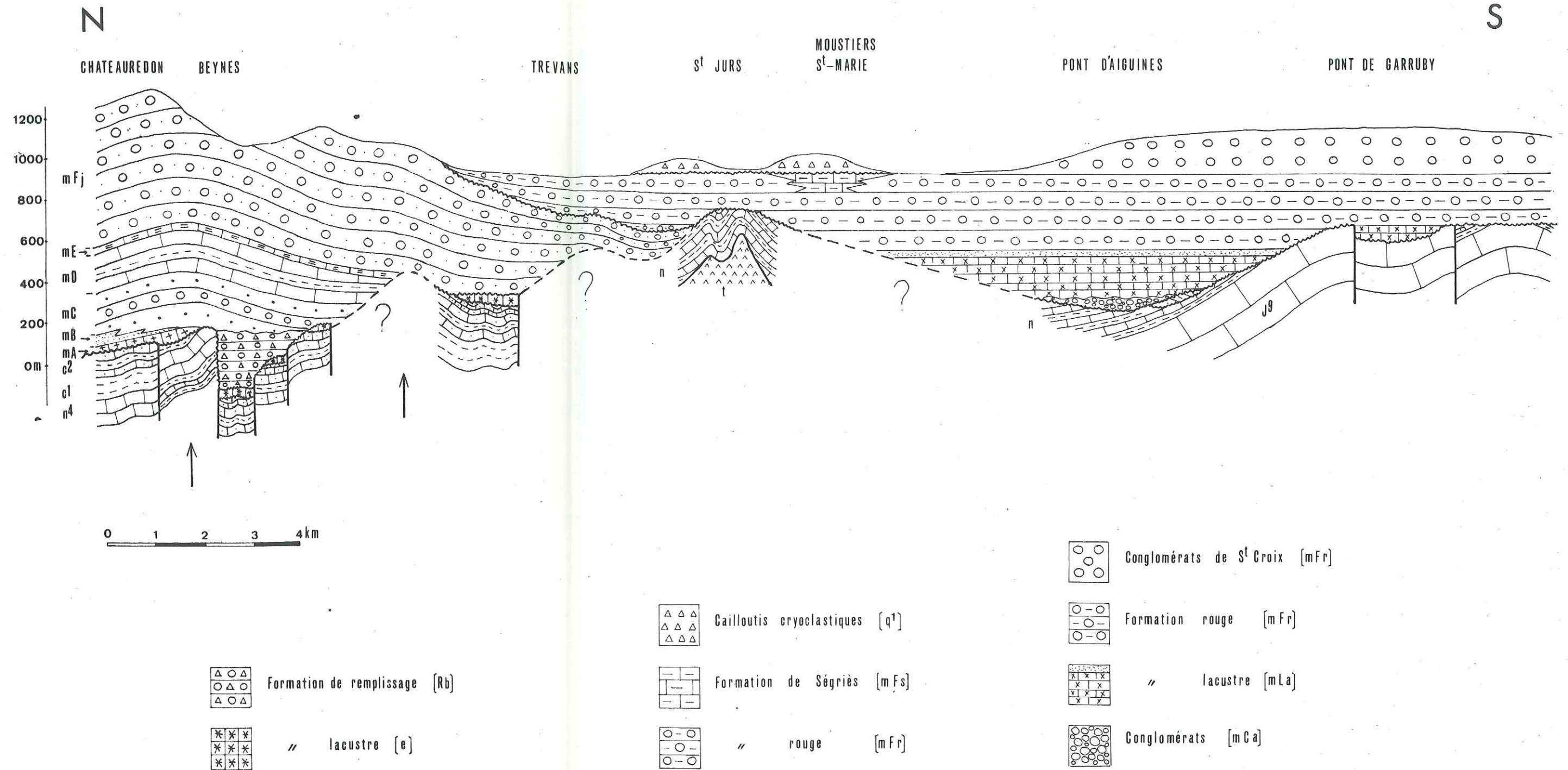
Conglomérats de St Croix [mFr]

Formation rouge [mFr]

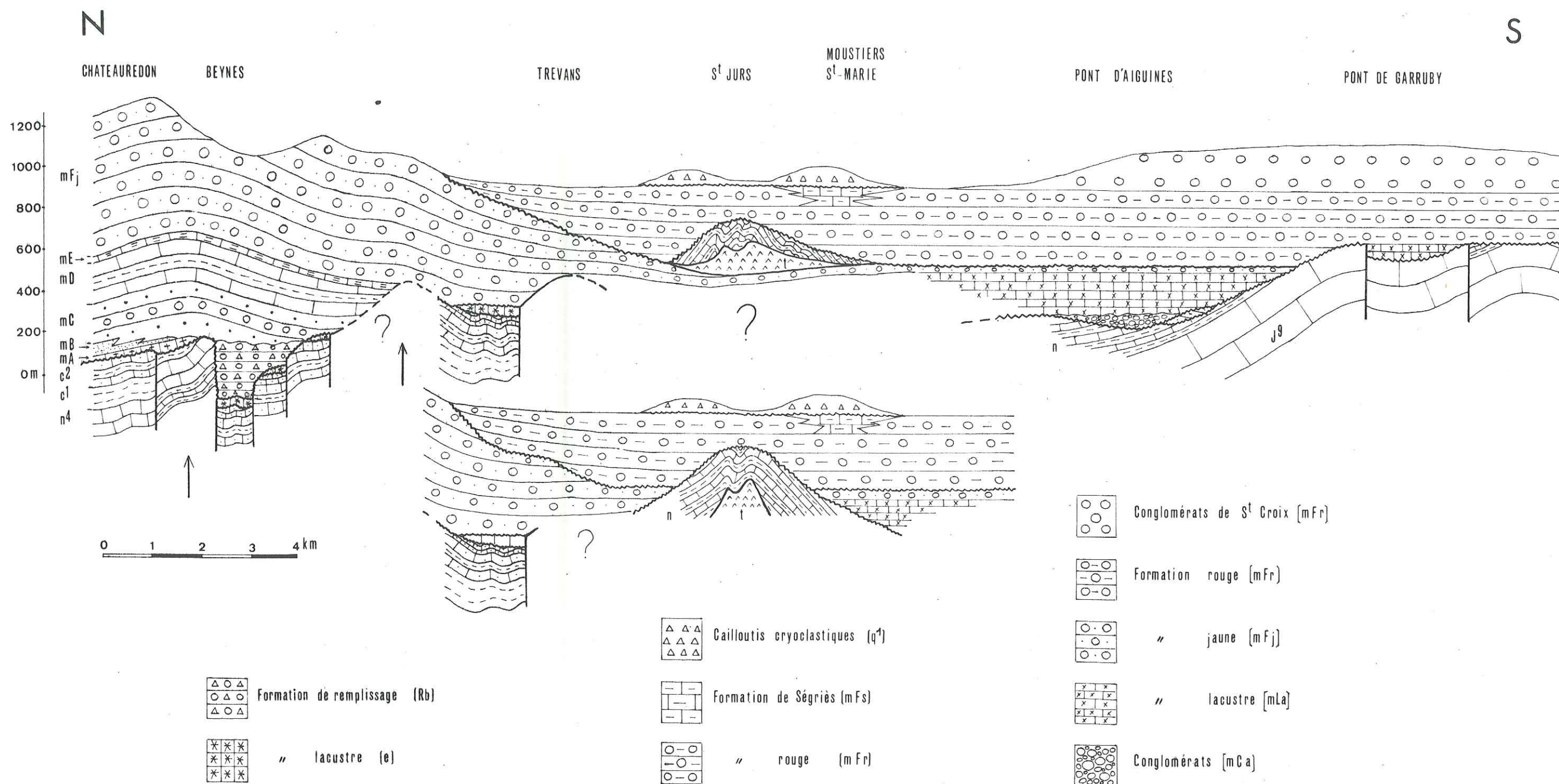
// lacustre [mLa]

Conglomérats [mCa]

SCHEMA DE REPARTITION DES FACIES DE LA BORDURE EST DU BASSIN DE VALENTOLE. Hypothèse: 1



SCHEMA DE REPARTITION DES FACIES DE LA BORDURE EST DU BASSIN DE VALENSOLE. Hypothèse: 2a



SCHEMA DE REPARTITION DES FACIES DE LA BORDURE EST DU BASSIN DE VALENSOLE. Hypothèse : 2b

CONCLUSIONS GENERALES

STRATIGRAPHIE

La bordure est du bassin de Valensole montre des dépôts tertiaires très épais (1 100 m à Châteauredon), très détritiques, surtout continentaux et lacustres, très rarement marins (quelques niveaux seulement dans la série de Châteauredon).

Ces dépôts sont malheureusement mal datés. En effet, il est permis de douter de la valeur chronostratigraphique des Gastéropodes d'eau douce ou continentaux qui jusqu'à présent ont servi de datation de la plupart des formations tertiaires de cette bordure de bassin. Les Ostracodes qui semblent constituer les meilleurs marqueurs, se sont révélés peu abondants et mal conservés. Les recherches de dents de micromammifères sont en cours. Seuls quelques résultats obtenus nous ont permis de dater avec précision la partie tout à fait supérieur des sédiments du bassin de Valensole (le sommet de la formation rouge mFr Pliocène terminal). Ceci confirme et précise l'attribution de A.F. de LAPPARENT.

Un échantillonnage très serré, effectué dans ce but aurait, sans doute, apporté quelques éclaircissements concernant la stratigraphie de ces séries.

Le terme le plus ancien de ce bassin est daté du Lutétien (Gastéropodes) et le plus récent du Pliocène supérieur - Villafranchien (mammifères).

Les variations latérales de faciès assez considérables que l'on constate, l'existence dans les sédiments de feuilles de végétaux supérieurs et des oogones de Characées, notamment au Pliocène et sur toute l'étendue du périmètre étudié, tendraient à montrer que les dépôts se sont effectués dans un bassin trop proche du continent.

Ces dépôts correspondent à un bassin qui a été subsident depuis le Lutétien jusqu'à la fin du Tertiaire. A partir du Pliocène, l'apport détritique (formation jaune mFj et formation rouge mFr) l'emporte sur la subsidence, ce qui permet au bassin de se combler complètement par les éléments arrachés en grande partie aux reliefs jurassiques et crétacés, et même de déborder sur les massifs mésozoïques de la bordure est.

Les marnes blanches de Puimoisson et la formation de Ségriès correspondent à un petit bassin calme au sein de cette sédimentation détritique, un petit bassin qui a peut-être été alimenté par des résurgences situées au pied des massifs karstiques de la région de Castillon.

Dans l'ensemble le transport paraît avoir été fort dans la partie nord du bassin (formation jaune mFj Pliocène) avec une direction principale nord-sud et faible dans la partie sud (formation rouge mFr Pliocène) avec une direction principale est-ouest.

TECTONIQUE

a) Les failles

Deux systèmes de failles se distinguent immédiatement entre le dôme de Châteauredon et le Grand Plan de Canjuers. Le premier est de direction nord est - sud ouest (faille de Beynes par exemple). Le second est de direction sensiblement nord-sud (la faille d'effondrement orientale par exemple).

Les failles du premier système semblent affecter le substratum mésozoïque en place. Tandis que celles du second système, au contraire semblent localisées au bord chevauchant du massif mésozoïque de Moustiers-Sainte-Marie.

Les planches 29 et 30 résument les grands traits tectoniques de la région étudiée.

SCHEMA DES GRANDS TRAITs TECTONIQUES DE LA ZONE NORD

Discordance ante-tertiaire

Quaternaire	Cailloutis cryoclastiques q ¹
Pliocène	Formations m F p, m F s
	Formation rouge m Fr
	Formation rouge m Fr
Pontien	Formation lacustre m La
Miocène inf.? Oligocène ? Eocène ?	Conglomérats m Ca
Cretacé inf.	

Tectonique locale de réajustement dans la région de Castillon

Période tectonique : faille d'effondrement du bassin de Valensole, glissement de terrain près de Moustiers-S^{te} Marie.

Chevauchement de l'unité n° 2 (de L'Ourbés à l'Estoublaise).

Formation de l'anticlinal de Vaumal

Période d'érosion

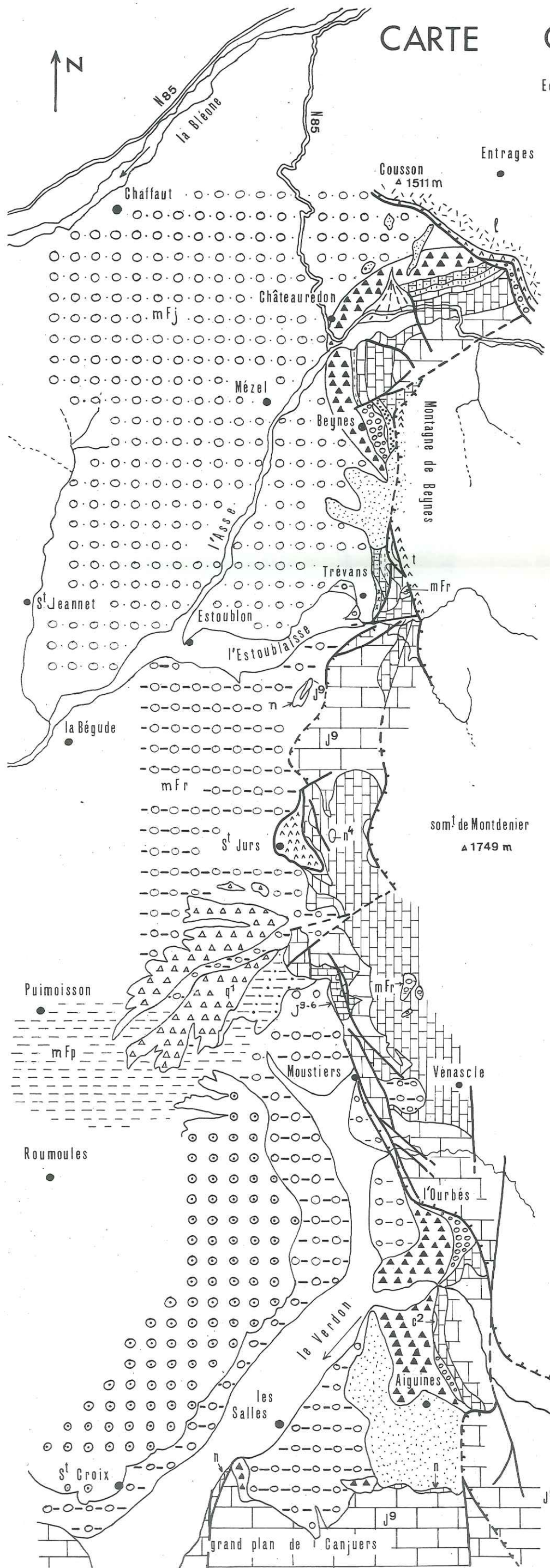
Discordance anté-tertiaire

SCHEMA DES GRANDS TRAITS TECTONIQUES DE LA ZONE SUD

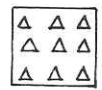
CARTE GEOLOGIQUE

Echelle : 1/100 000

0 1 2 3 4 km



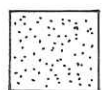
QUATERNAIRE



Cailloutis cryoclastiques



Cône de dejection

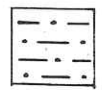


Eboulis

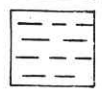


Alluvions

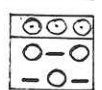
TERTIAIRE



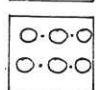
Pliocène [Formation de Ségriès, mFs]



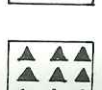
Pliocène [Marnes blanches de Puimisson, mFp]



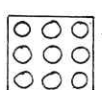
Pliocène [Formation rouge, mFr et les conglomérats de St Croix]



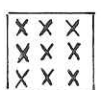
Pliocène [Formation jaune, mFj]



Miocène sup. [Formations mA, mB, mC, mD, mE de Châteauredon], Pontien [Formation mLa de Pont d'Aiguines]

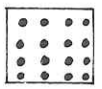


Tertiaire indifférencié [Eocène sup, Oligocène, Miocène inf.] Formation Rb de Beynes, Formation mCa de Pont d'Aiguines

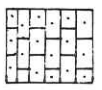


Lutétien [e]

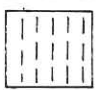
MESOZOIQUE



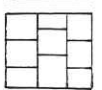
c³ Turonien



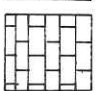
c² Cénomanién



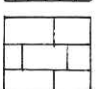
c¹ Albo-aptien



n⁴ Barremien



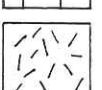
n¹⁻³ Néocomien



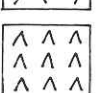
J⁹ Jurassique terminal



J⁸⁻¹ Jurassique moyen à supérieur



l Lias



t Trias

— Limite d'étage ou de formation

— Faille importante

— Chevauchement

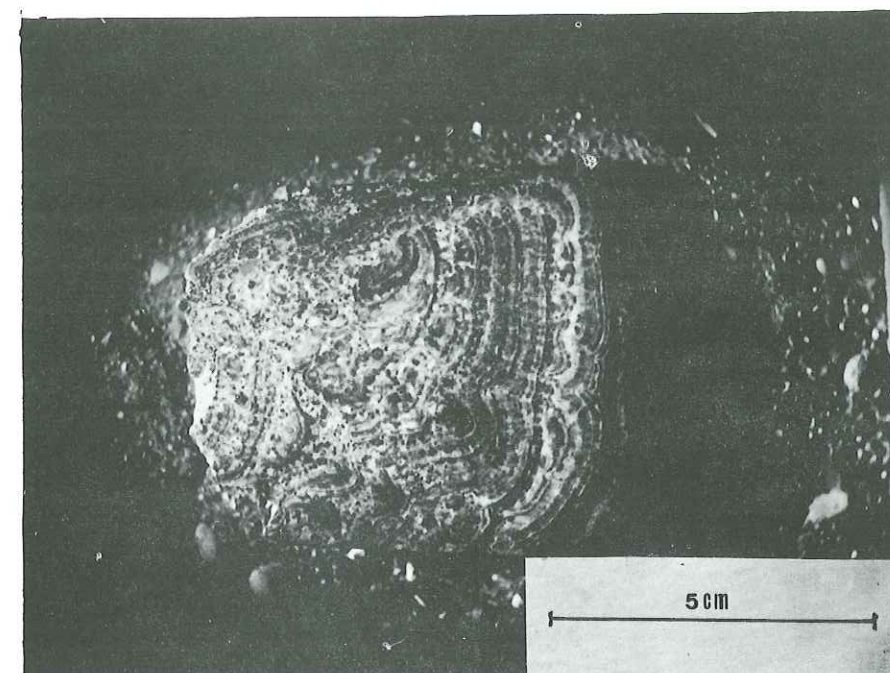


Photo 1 - Section d'Oncolithe (formation mC, Miocène supérieur, La Côte)

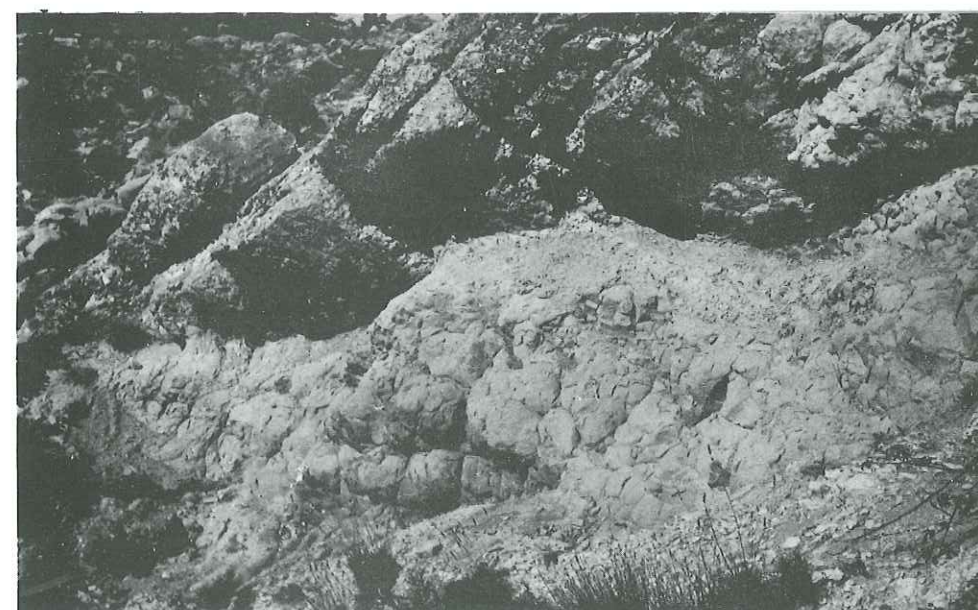


Photo 2 - Grès en boules surmonté de conglomérats (formation mC, Miocène supérieur, La Côte)

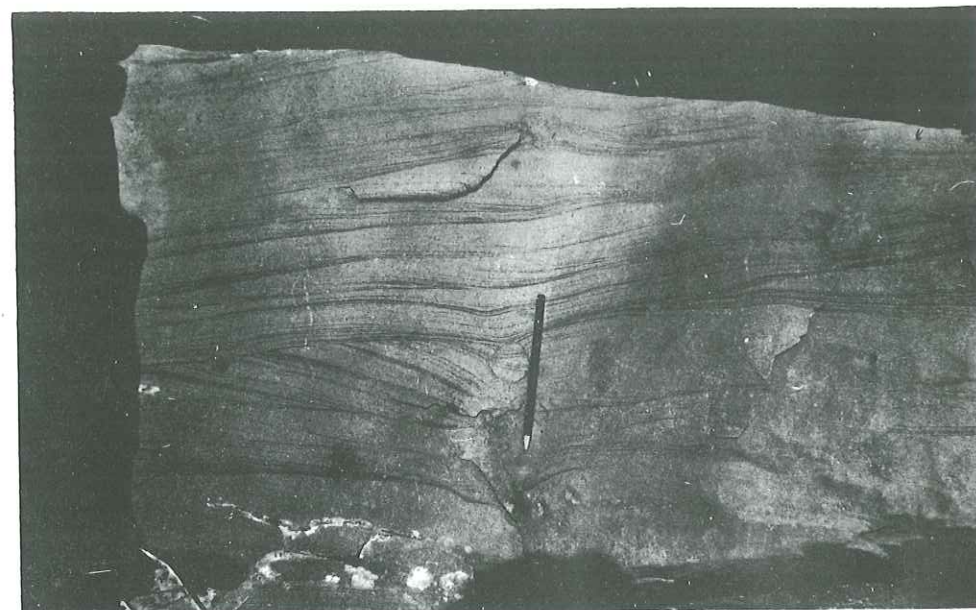


photo 3 - Grès à stratification entrecroisée (formation mC, Miocène supérieur La Côte)

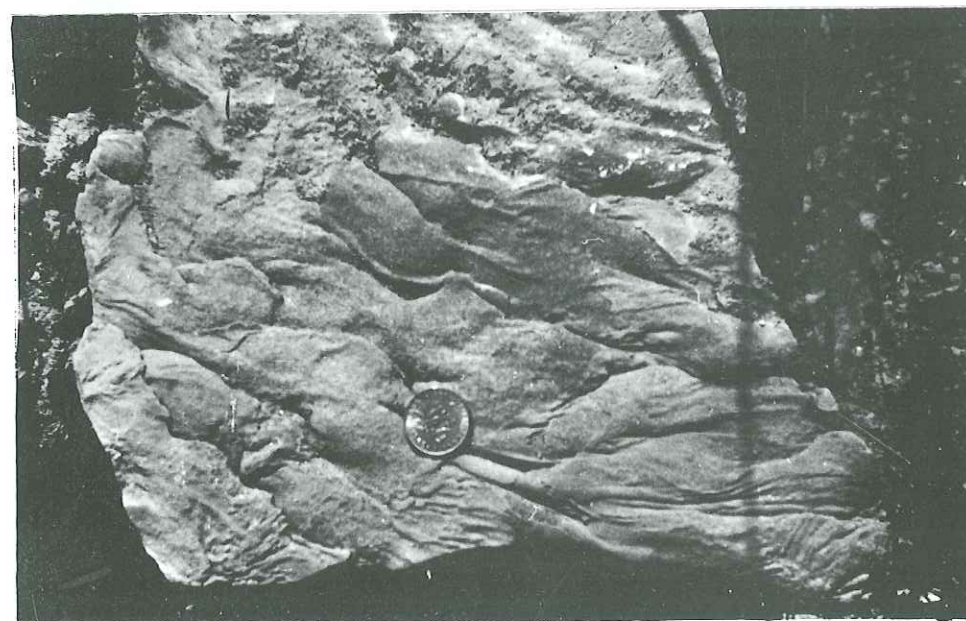


Photo 4 - "Flute cast" (formation mD, Miocène supérieur, Ravin de l'Hubac)



Photo 5 - Grès à stratification entrecroisée (formation jaune mFj,
Pliocène, Château-Vieux)

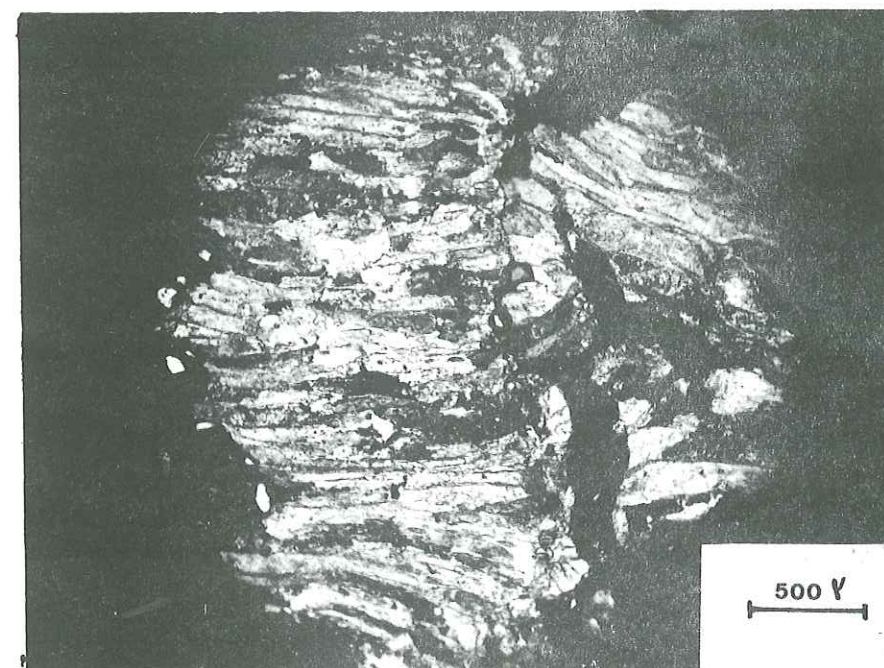


Photo 6 - Microcodium (limite Crétacé-Tertiaire, Beynes)

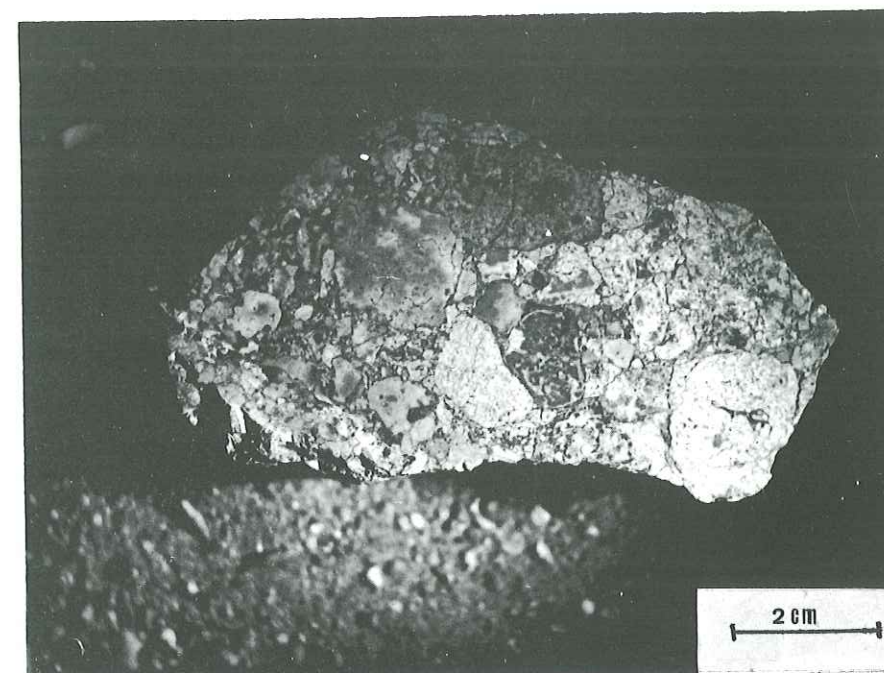


Photo 7 - Calcaire bréchique rouge (sommet du Lutétien, Beynes)

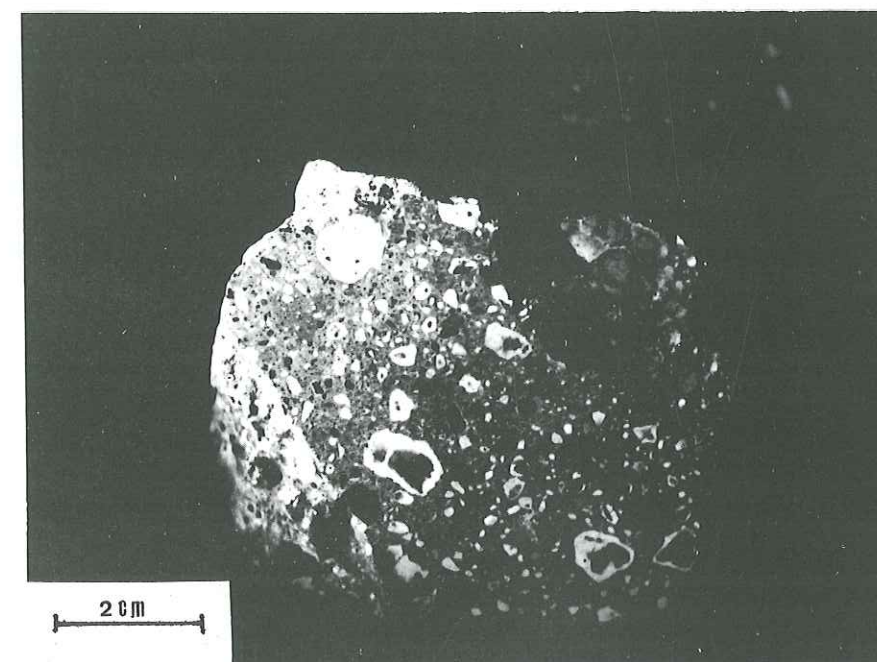


Photo 8 - Croûte ferrifère (limite Crétacé-Tertiaire, Trévans)

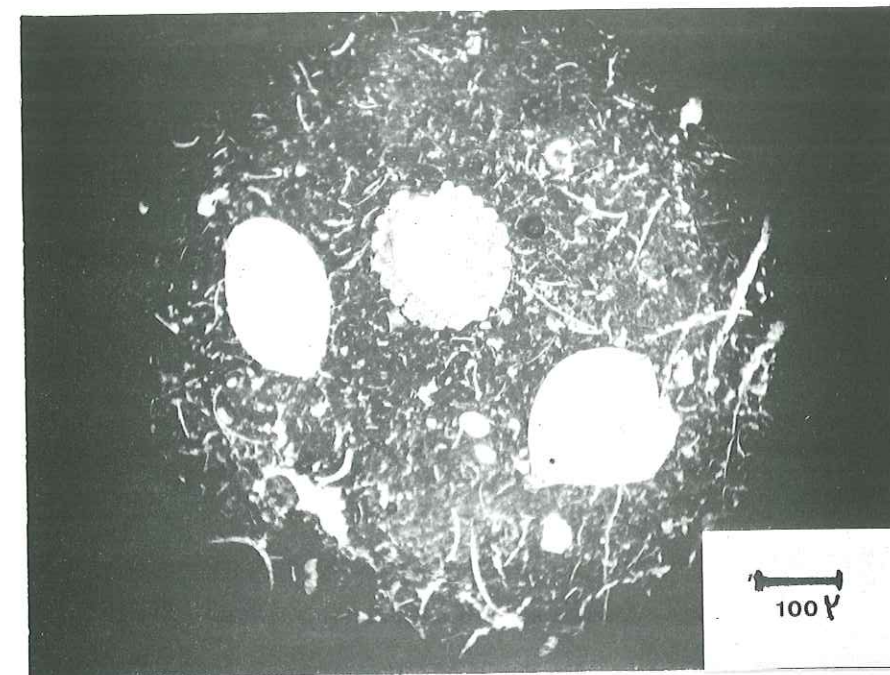


Photo 9 - *Chara* sp, Oostegies (Lutétien, Trévans)

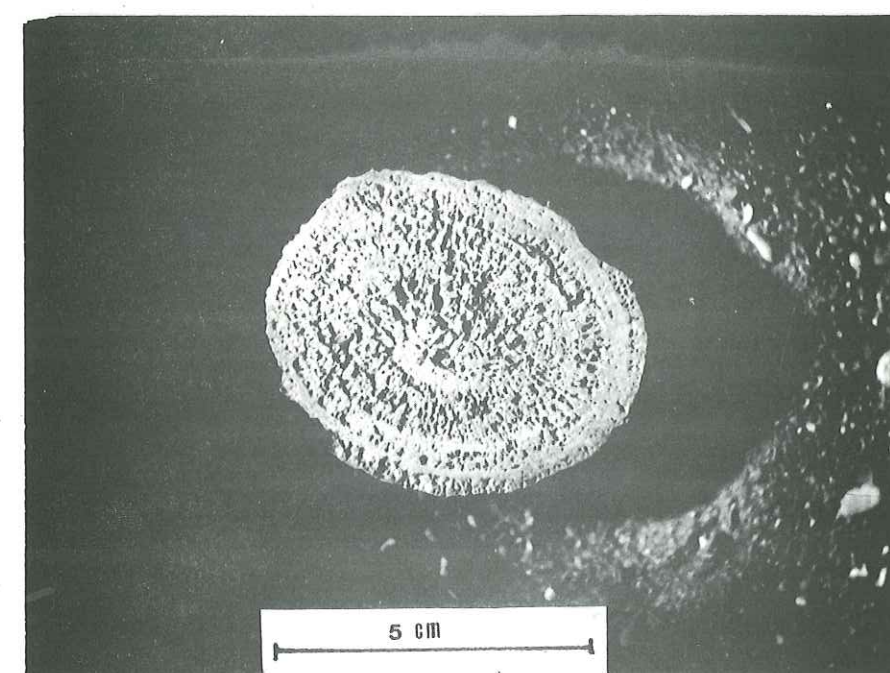


Photo 10 - Section de pisolithe (formation de Ségriès mFs, Pliocène, Les Baumes)



Photo 11 - Hipparion aff crassum (M₃ droite, marnes blanches de Puimoisson mFp, Pliocène)



Photo 12 - Hipparion aff crassum (M₃ droite, marnes blanches de Puimoisson mFp, Pliocène)



Photo 13 - Hipparion aff crassum (M¹ ou M² droite, marnes blanches de Puimoisson mFp, Pliocène)



Photo 14 - Parabos cf boodon (M₂ droite, marnes blanches de Puimoisson mFp, Pliocène)



Photo 15 - Cailloutis cryoclastiques (Quaternaire) ravinant la formation de Ségrès mFs (Pliocène)

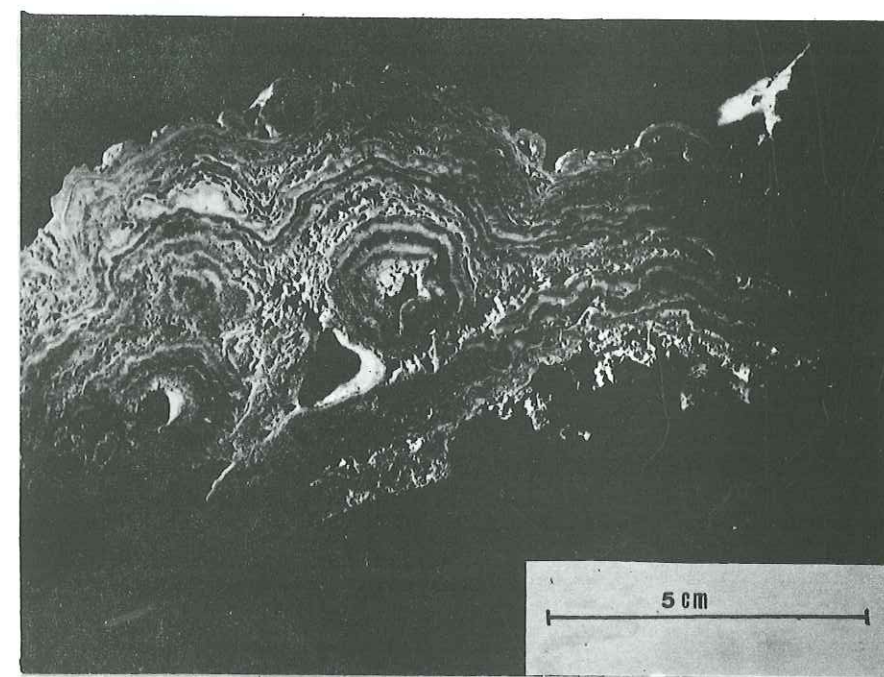


Photo 16 - Croûte calcaire (Quaternaire) à la surface topographique des marnes blanches de Puimoisson (Pliocène)



Photo 17 - L'unité chevauchante de l'Ourbès vue de la route d'Aiguines (J^9 = Jurassique terminal, mLa = formation lacustre pontienne, mFr = formation rouge pliocène)



Photo 18 - La formation de Ségriès mFs (Pliocène) plissée au contact du Jurassique terminal (J^9) de la région de Castillon

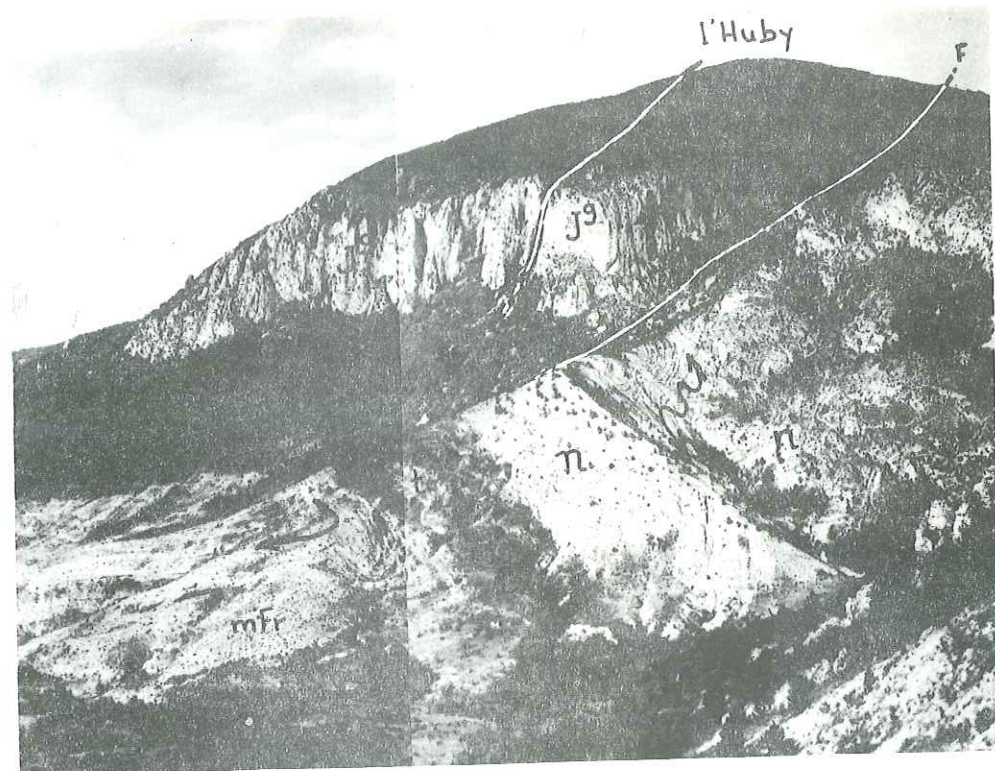


Photo 19 - La formation rouge mFr (Pliocène) plissée en genoux au contact du Trias diapir (t) de St-Jurs

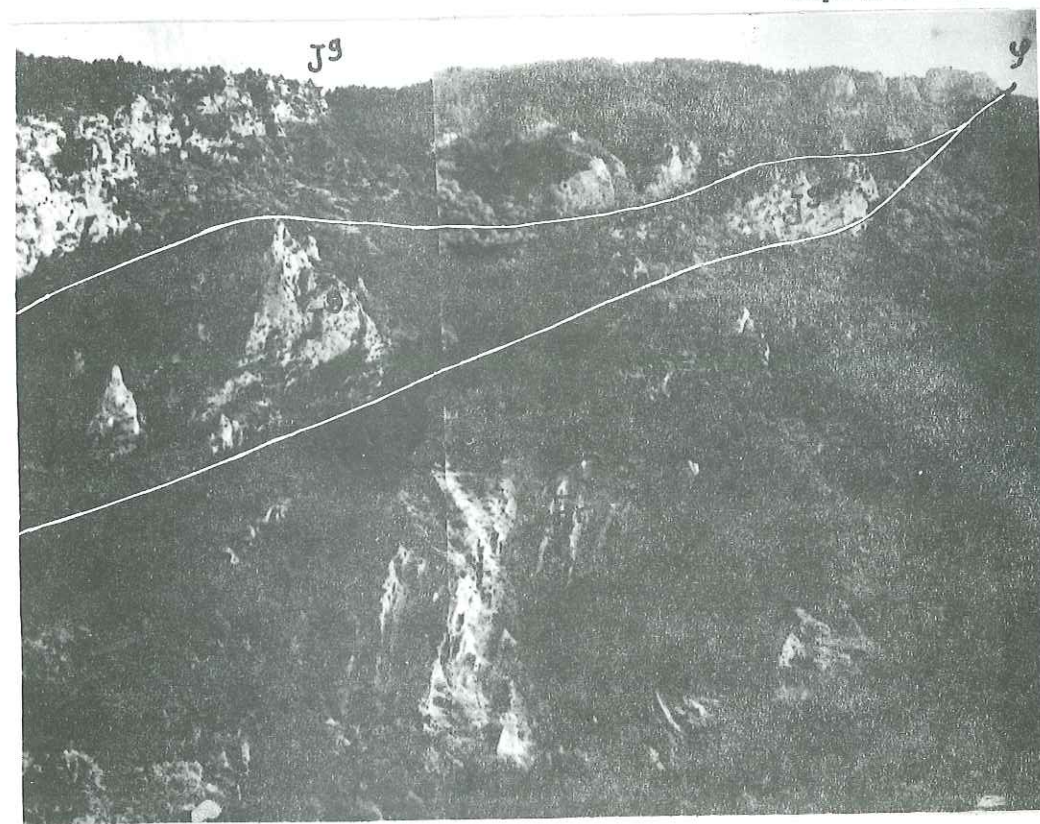


Photo 20 - La formation rouge mFr (Pliocène) plissée en genou et chevauchée par le Jurassique terminal (J9) en rive gauche de l'Estoublaise

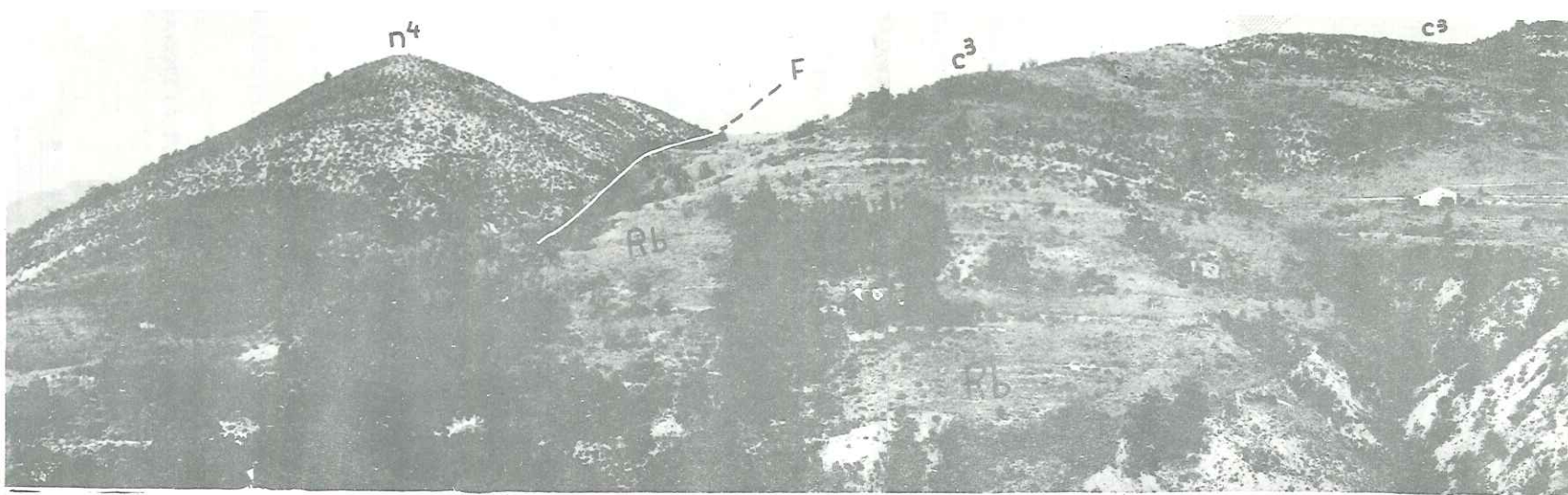


Photo 21 - La faille de Beynes (n^4 = Barrémien, c^3 = Turonien, e = Lutétien, Rb = formation de remplissage tertiaire indifférencié)

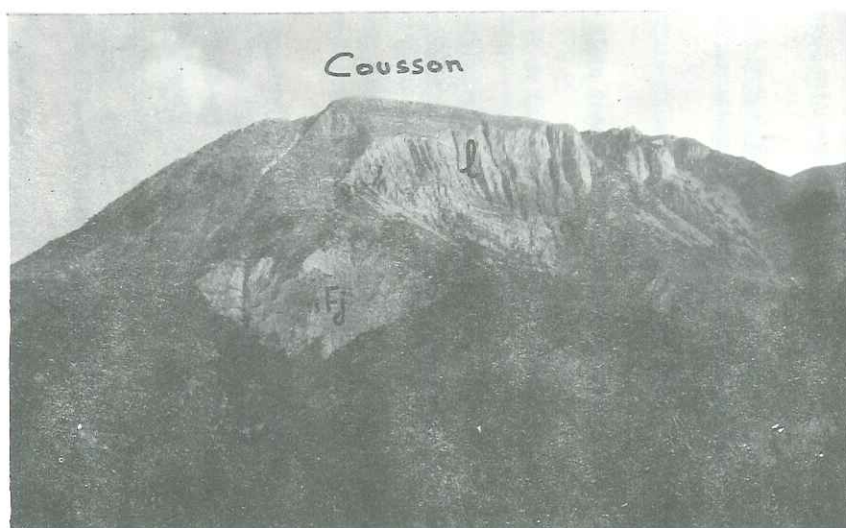


Photo 22 - Le chevauchement de Cousson (l = Lias, t = Trias, mFj = formation jaune pliocène)

BIBLIOGRAPHIE

- BARBIER (R.), 1950. - La structure du Signal de Barbin, près de la Palud (grand canyon du Verdon, (B-A.) - C.R.S.G.F., p. 247-249.
- BUSNARDO (R.), COTILLON (P.), 1964. - Stratigraphie du Crétacé inférieur dans la région des gorges du Verdon (B-A.) - C.R.S.G.F., f. 8, p. 321.
- COLLOT (M.), 1891. - Sur la géologie des environs de Moustiers - B.S.G.F., (3), 19, p. 553-556.
- CORNELIUS ADEDAPO (K.), 1968. - Etude stratigraphique et sédimentologique des formations du bassin d'Eoulx-Brenon (B-A. - Var) - Thèse (Lyon).
- COTILLON (P.), 1968. - Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Verdon - Thèse d'Etat (Lyon).
- DEBELMAS (J.), 1963. - Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. - Sond. géol. Round Band, 53, p. 133-151.
- DENIZOT (G.), 1933. - Sur l'âge des poudingues de la Durance et de la Crau. - C.R.A.S., Paris, t. 196, p. 1906-1908.
- " , 1934. - Sur l'âge des poudingues de Riez et de Valensole. - C.R.S.G.F., p. 33.
- DEPERET (Ch.), DOUXAMI (H.), 1895. - Couches tertiaires de Châteauredon. - B.S.G.F., 3e série, t. XXIII, p. 874.
- DONAT (G.), 1958. - Le dôme de Châteauredon - Diplôme de l'Ecole des Mines.
- DUCHAUFOR (P.), 1965. - Précis de Pédologie - 2e édition, Ed. Masson, Paris.
- EBRAY (T.), 1873. - Stratigraphie des étages qui affleurent dans la cluse de Chabrières, près de Digne - B.S.G.F., p. 261.
- ESPITALIE (J.), 1964. - Contribution à l'étude du Tertiaire du synclinal de Majastre - D.E.S., Grenoble.
- GARNIER (A.), 1872. - Sur les principales failles de la région de Digne et Castellane - B.S.G.F., (2), t. 29, p. 738.
- GIGOUT (M.), 1950. - Sur le Quaternaire du plateau de Valensole (B-A) - C.R.A.S., Paris, t. 268, série D 2167.
- GOGUEL (J.), 1933. - Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole (B-A) - C.R.A.S., Paris, t. 196, p. 1520-1522.
- " 1933. - Sur l'âge des poudingues de Valensole - C.R.S.G.F., p. 234.
- " 1934. - Epaisseur du Miocène à Volonne - C.R.S.G.F., p. 147.
- " 1936. - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur du Sud Est de la France - B.S.C.G.F., n° 215, t. XLIV.
- " 1936. - Description tectonique de la bordure des Alpes, de la Bléone Var. - Mémoires, carte géol. France.
- KILIAN (W.), LEENHARDT (F.), 1895. - Sur le Néocomien des environs de Moustiers-Sainte-Marie (B-A). - B.S.G.F., (3), t. XXIII, p. 970.
- LANQUINE (A.), 1929. - Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales. - B.S.C.G.F., n° 173, Paris et Liège.
- " 1933. - Quelques observations stratigraphiques et tectoniques aux environs d'Aiguines (Var) - C.R.S.G.F., p. 77-79.
- LAPPARENT (A.F. de), 1933. - Sur la bordure orientale et méridionale du bassin de Digne. - C.R.S.G.F., p. 86.
- " 1933. - Sur la bordure orientale du bassin tertiaire de Digne. - C.R.S.G.F., p. 62.
- " 1935. - Le Tertiaire de Châteauredon, de Beynes et de Majastre (B-A). - C.R.S.G.F.
- " 1938. - Etude géologique dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. - B.S.C.G.F., n° 198, t. XL.
- LATREILLE (M.), 1961. - La carte géologique au 1/20 000 du dôme de Châteauredon.
- LEHMANN (J-P.), 1959. - Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes. - Diplôme E.N.S.P.M.

- MARQUAIRE (C.), 1956. - Etude géologique dans la partie nord de l'arc de Castellane - D.E.S., Grenoble.
- MILLOT (G.), 1964. - Géologie des argiles - Masson et Cie.
- MONGIN (D.), TROUVE (P.), 1953. - La Valanginien inférieur calcaire du grand canon du Verdon (B-A). - B.S.G.F. (6), t. 3, f. 1-3, p. 223-239.
- MOREAU (P.), 1961. - Contribution à l'étude du Tertiaire de la bordure orientale du bassin de Digne. - D.E.S., Grenoble.
- PLAUCHUT (B.), 1956. - Etude géologique de l'aval du grand canon du Verdon entre La Mescla et le Pont d'Aiguines. D.E.S., Grenoble.
- REPELIN (J.), 1934. - Sur l'âge des poudingues de Riez et de Valensole. - C.R.S.G.F., p. 33-35.
- REY (R.), 1967. - Les formations continentales considérées comme "lutétiennes" doivent être rapportées à la base de l'Eocène supérieur ou Biaritzien. - C.R.A.S., Paris, t. 264, p. 696-698.
- " 1968. - La formation de Châteauredon (B-A) appartient toute entière à l'Helvétien inférieur et démontre l'existence d'une tectonique de même âge. - C.R.A.S., Paris, t. 226, p. 1931-1933.
- STANLEY (D.J.), 1961. - Etude sédimentologique des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. - Thèse d'Univ. Grenoble.
- THOMEL (G.), 1961. - Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomanién de la vallée de l'Asse (B-A). B.S.G.F., (7), t. III, n° 1.
- " 1964. - Crétacé des environs de Chabrières (B-A). - B.S.G.F., (7), t. V, n° 3, p. 333.

LISTE DES PLANCHES

Planches

Pages

1 - Localisation géographique du secteur étudié	2
2 - Carte de répartition des "calcaires blancs de Provence"	9
3 - Carte séquentielle de l'Eocrétacé	11
4 - Coupe stratigraphique des formations mA, mB	16
5 - " " " mC	19
6 - " " " mD	20
7 - " " " mE	21
8 - " " " mFj	24
9 - " " " lacustre de Beynes (e)	26
10 - " " " de remplissage de Beynes (Rb)	27
11 - " " " lacustre de Trévans (e)	30
12 - " " " rouge mFr	31
13 - " " " de Ségrès mFs et des cailloutis cryoclastiques (q ¹)	33
14 - Coupe stratigraphique de la formation lacustre de Pont d'Aiguines (mLa)	36
15 - Courbes de niveaux restituées du sommet des formations terminales du bassin de Valensole	37
18 - Datation des formations tertiaires	45
20 - Unités tectoniques de la bordure subalpine	54
21 - Légende des coupes tectoniques	55
29 - Schéma résumant les grands traits tectoniques de la zone nord	73
30 - " " " " " sud	74

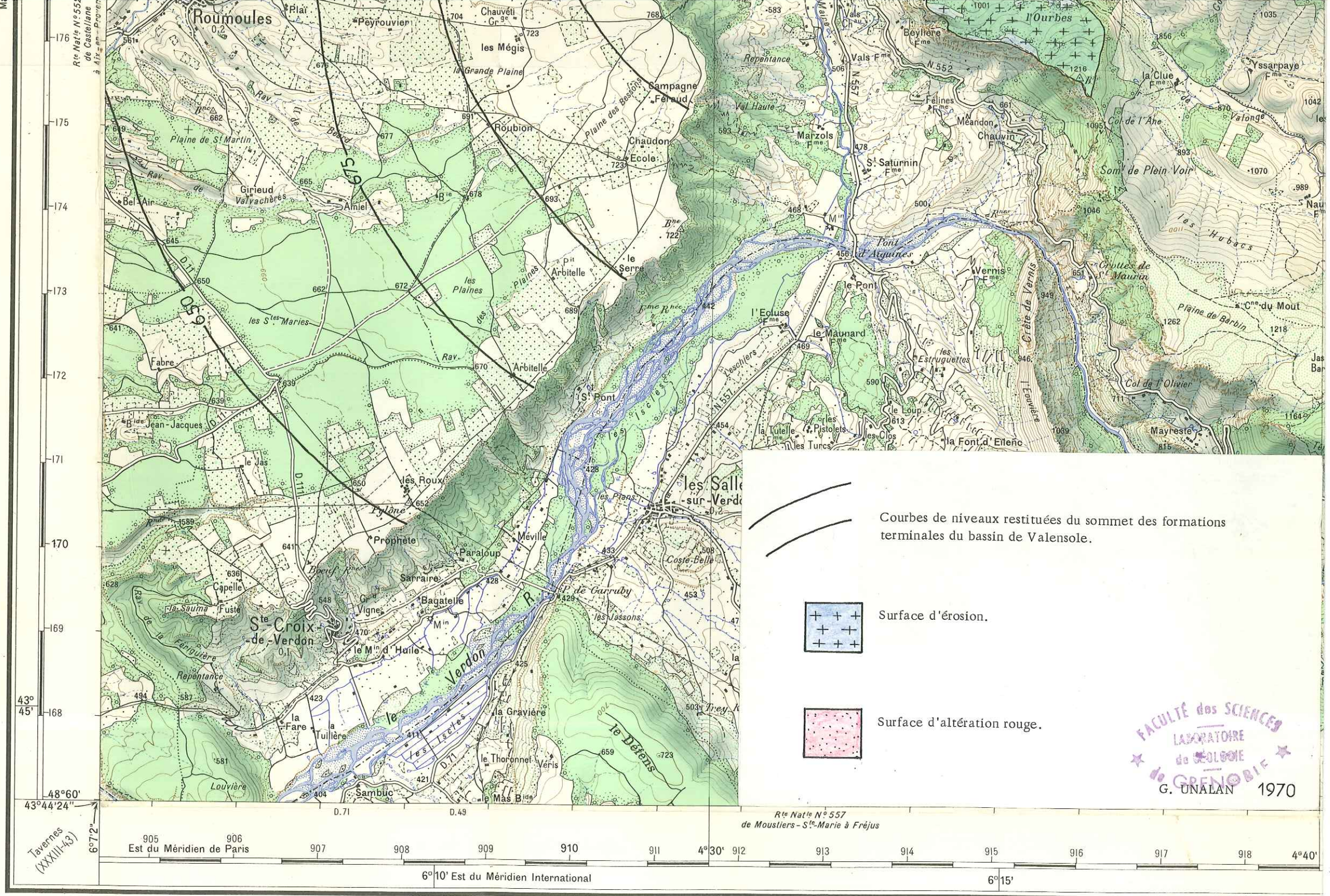
FIGURES

1 - Schéma d'accumulation de la formation rouge mFr (Pliocène)	48
2 - Le contact du Mésozoïque avec la formation rouge mFr (Pliocène) dans le ravin de Riou ...	58
3 - Le rôle de deux failles septentrionales du dôme de Châteauredon	63
4 - Le rôle de la faille de Beynes	64
5 - Le rôle de la faille de Beynes	67

PLANCHES HORS TEXTE

- 16 - Tableau de répartition des minéraux lourds transparents
- 17 - " " " argileux
- 19 - Corrélation des formations tertiaires
- 22 - Coupes tectoniques
- 23 - " "
- 24 - " "
- 25 - Schéma de répartition des faciès de la zone nord
- 26 - Schéma de répartition des faciès de la bordure est du bassin de Valensole (hypothèse 1)
- 27 - Schéma de répartition des faciès de la bordure est du bassin de Valensole (hypothèse 2a)
- 28 - Schéma de répartition des faciès de la bordure est du bassin de Valensole (hypothèse 2b)

- 31 - Carte géologique au 1/100 000
- 32 - Photos
- 33 - "
- 34 - "
- 35 - "
- 36 - "
- 37 - "
- 38 - "
- 39 - "
- 40 - "
- 41 - "



FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE
G. UNALAN 1970

Dessiné et publié par l'Institut Géographique National en 1957

a. Levés stéréotopographiques terrestres, complétés sur le terrain en 1952.
b. Levés stéréotopographiques aériens (restitution à l'appareil Poivilliers), complétés sur le terrain en 1933-35.

Reproduction interdite.

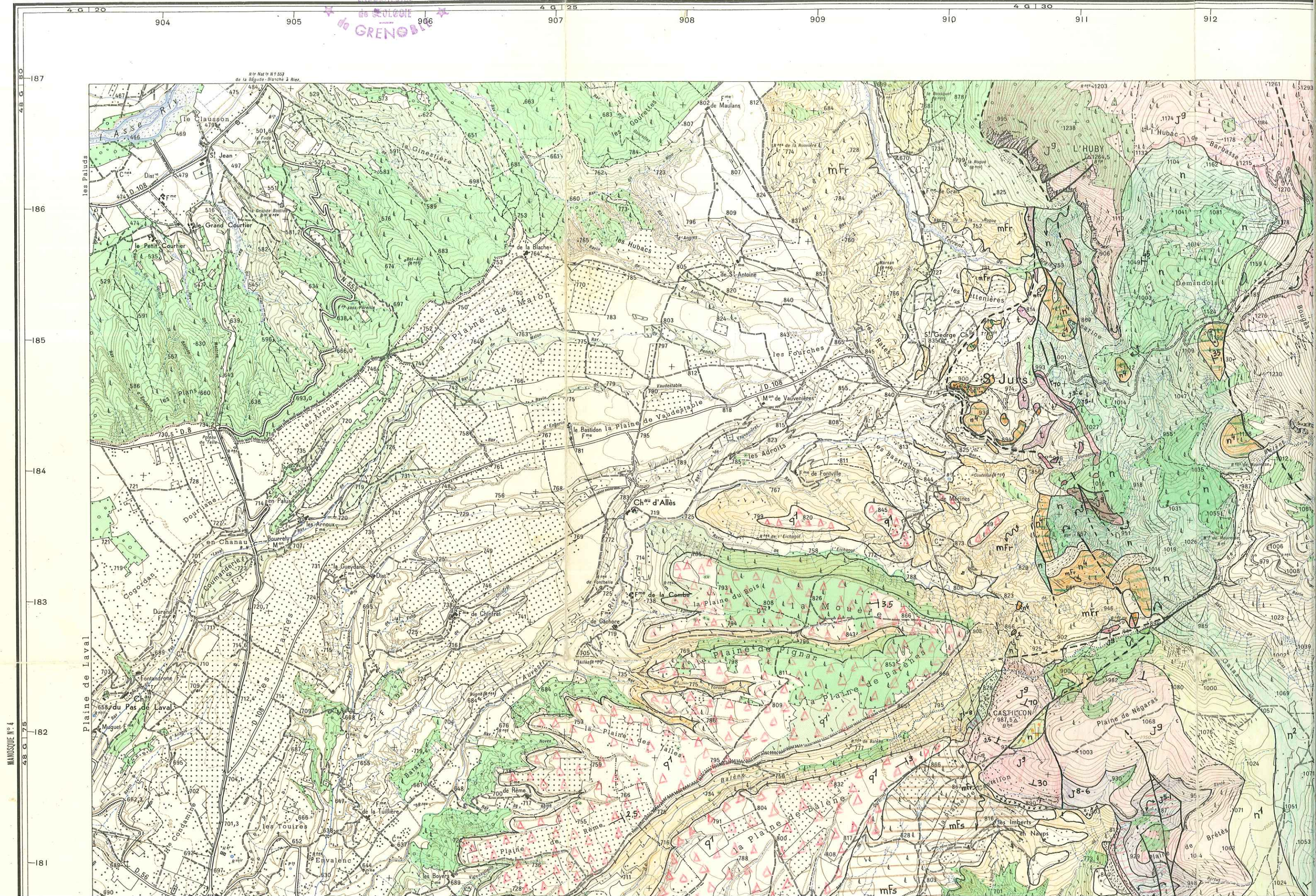
Autoroute.		
Routes nationales	de très bonne viabilité.	N. P. 14 ou N. 17
N. P. (Nat ^{le} prioritaire)	de bonne viabilité.	N. P. 21 ou N. 27
ou N. (Nationale)	de viabilité moyenne.	N. 37
Chemins départementaux	de bonne viabilité.	D. P. 216 ou D. 218
D. P. (Dép ^l prioritaire)	de viabilité moyenne.	D. 195
ou D. (Départemental)	de viabilité médiocre.	D. 28 a
Autres Chemins empierrés	régulièrement entretenu.	
Ch ⁱⁿ d'exploit., Laie f ^{re} .	irrégulièrement entretenu.	
Sentier mul ^l .		
Sentier, Layon.		

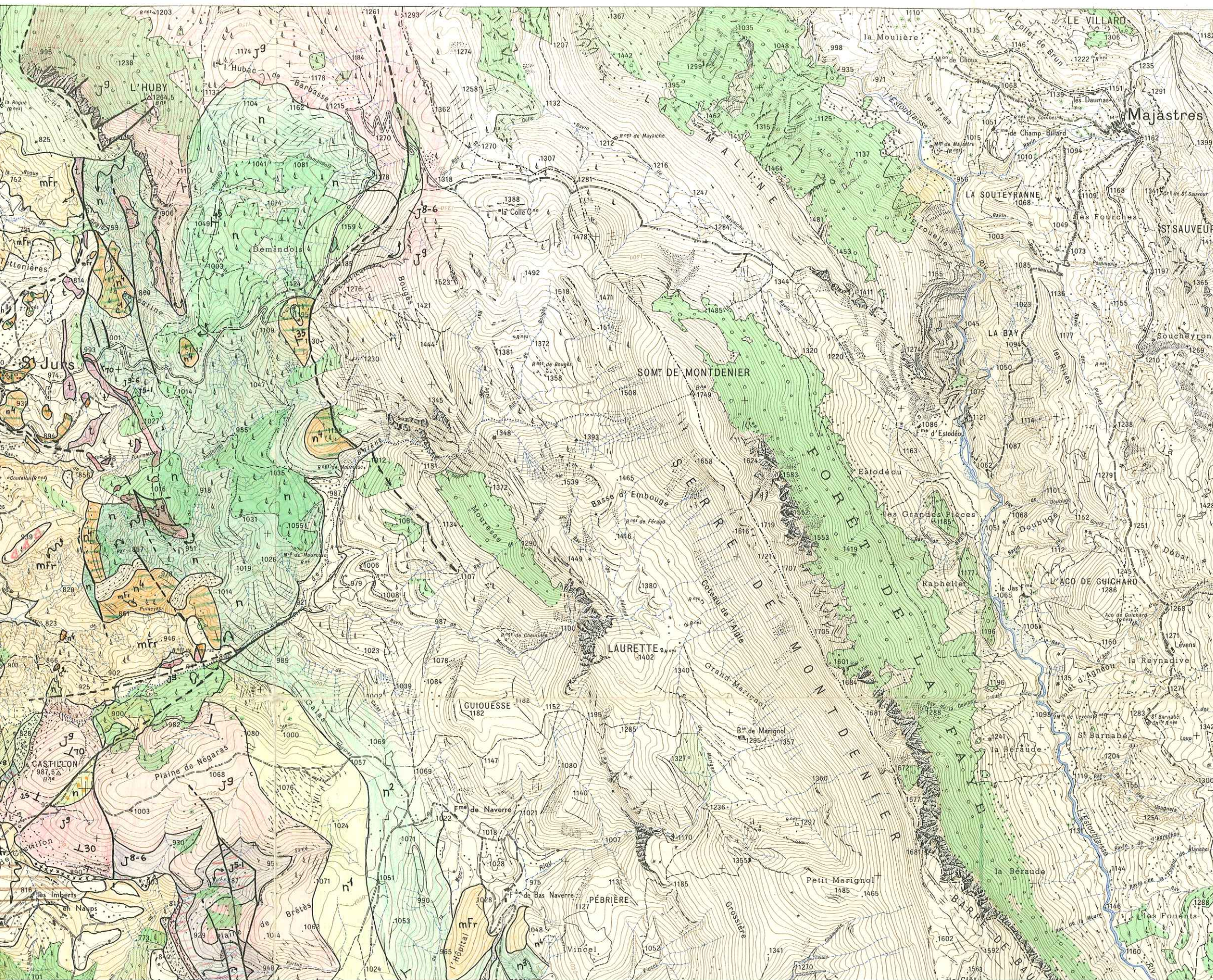
à 4 voies.	
à 2 voies.	
à 1 voie.	
à voie étroite: de 1 m. de moins de 1 m.	
Gare ! Station - Halte ? Arrêt.	
Tunnels: moins de 500 m. plus de 500 m.	
Voies de service, de garage	
Viaduc. Ponts.	
en déblai et en remblai.	
déposés: à 1 voie. à 2 voies et de 1 m.	

Câbles transporteurs { de force électrique.
d'exploitation.
Haies ou Clôtures végétales. Murs. Murs en
Aérodrome.

Bois Broussailles Verges

FACULTÉ DES SCIENCES
LABORATOIRE
DE GÉOLOGIE
DE GRENOBLE





187

186

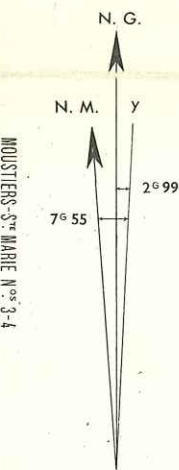
185

184

183

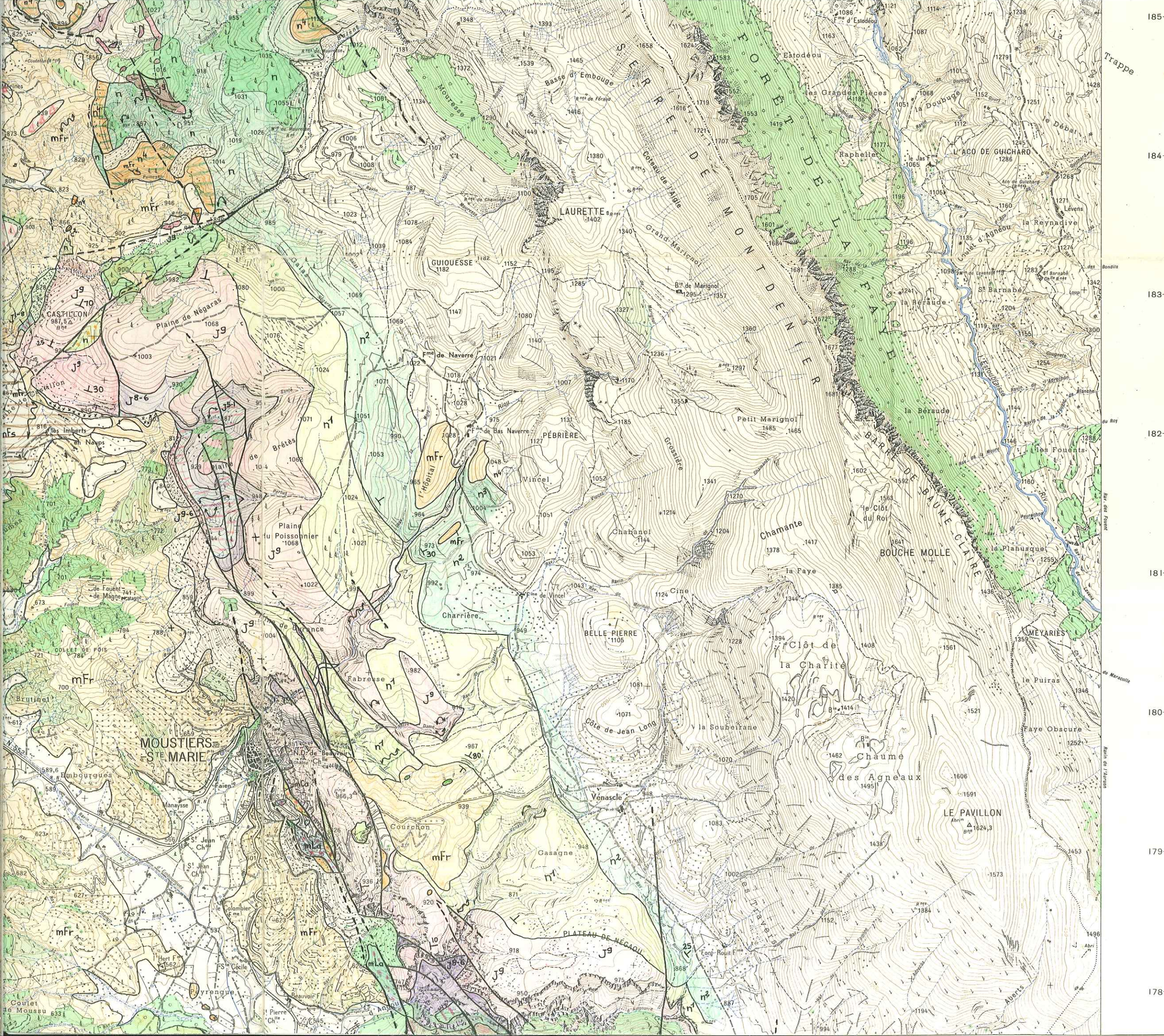
182

La déclinaison magnétique
correspond au centre de la
feuille et au 1^{er} Janvier 1961.

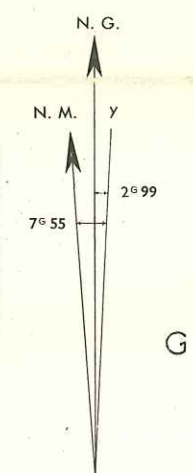


G.ÜNALAN 1970

La déclinaison magnétique
diminue chaque année de
12 minutes centésimales.



La déclinaison magnétique correspond au centre de la feuille et au 1^{er} Janvier 1961.



G.ÜNALAN 1970

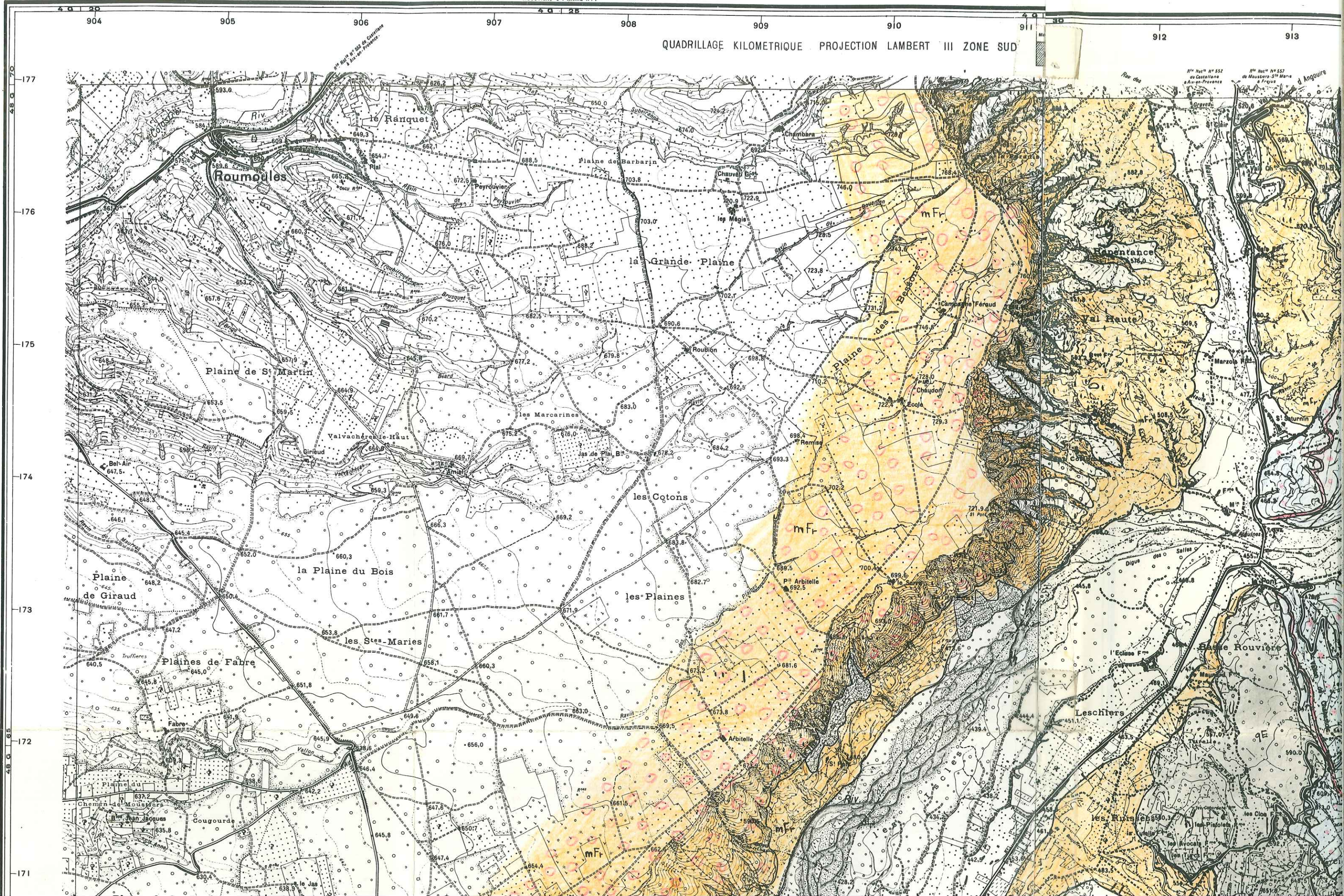
La déclinaison magnétique diminue chaque année de 12 minutes centésimales.

MOUSTIERS S^{TE} MARIE N°5

MOUSTIERS S^{TE} MARIE N°1

QUADRILLAGE KILOMETRIQUE PROJECTION LAMBERT III ZONE SUD

MANUSQUE N°3

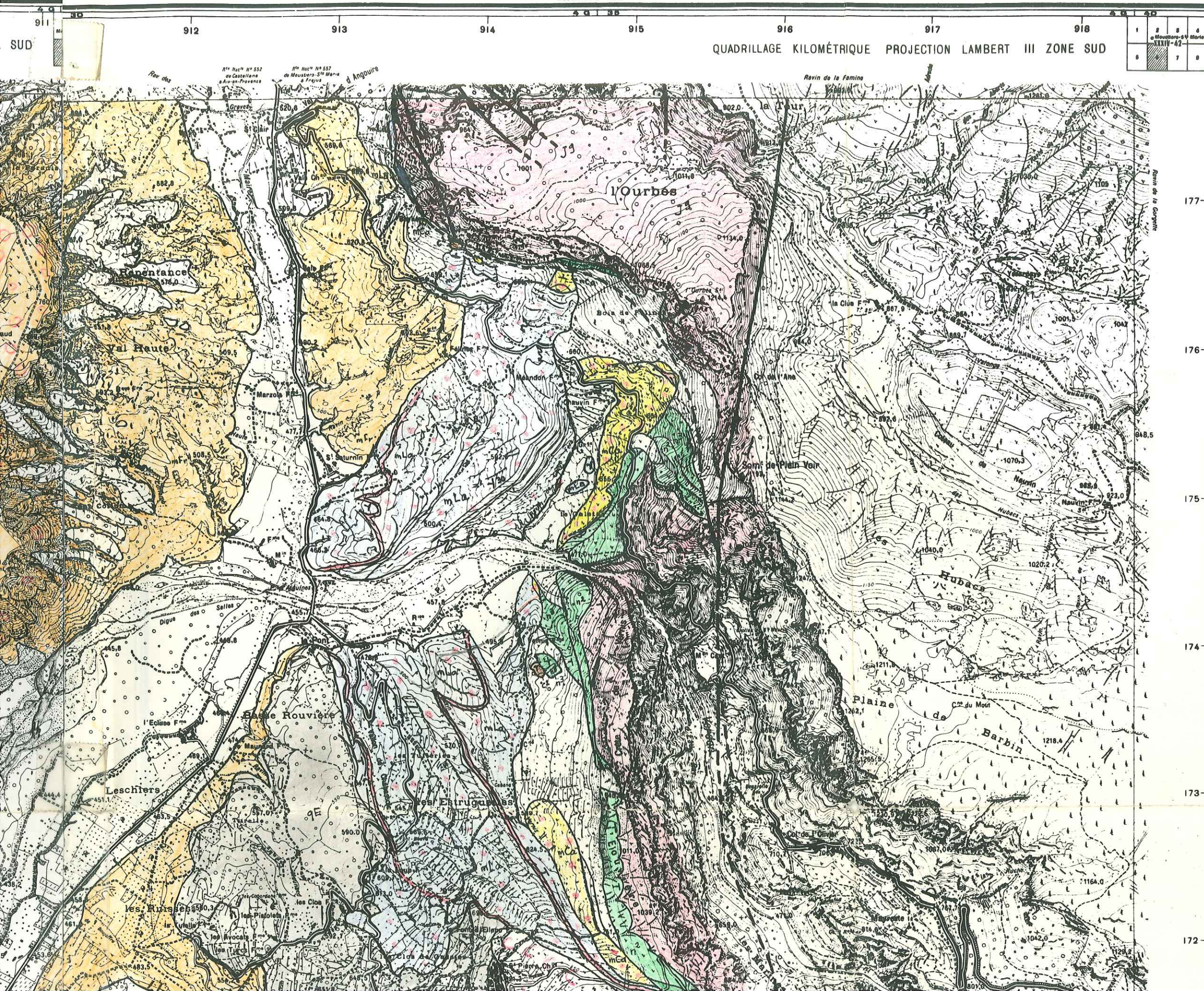


MOUSTIERS-S^{TE} MARIE N° 6

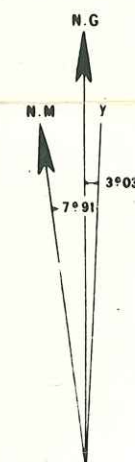
MOUSTIERS-S^{TE} MARIE N° 2

QUADRILLAGE KILOMÉTRIQUE PROJECTION LAMBERT III ZONE SUD

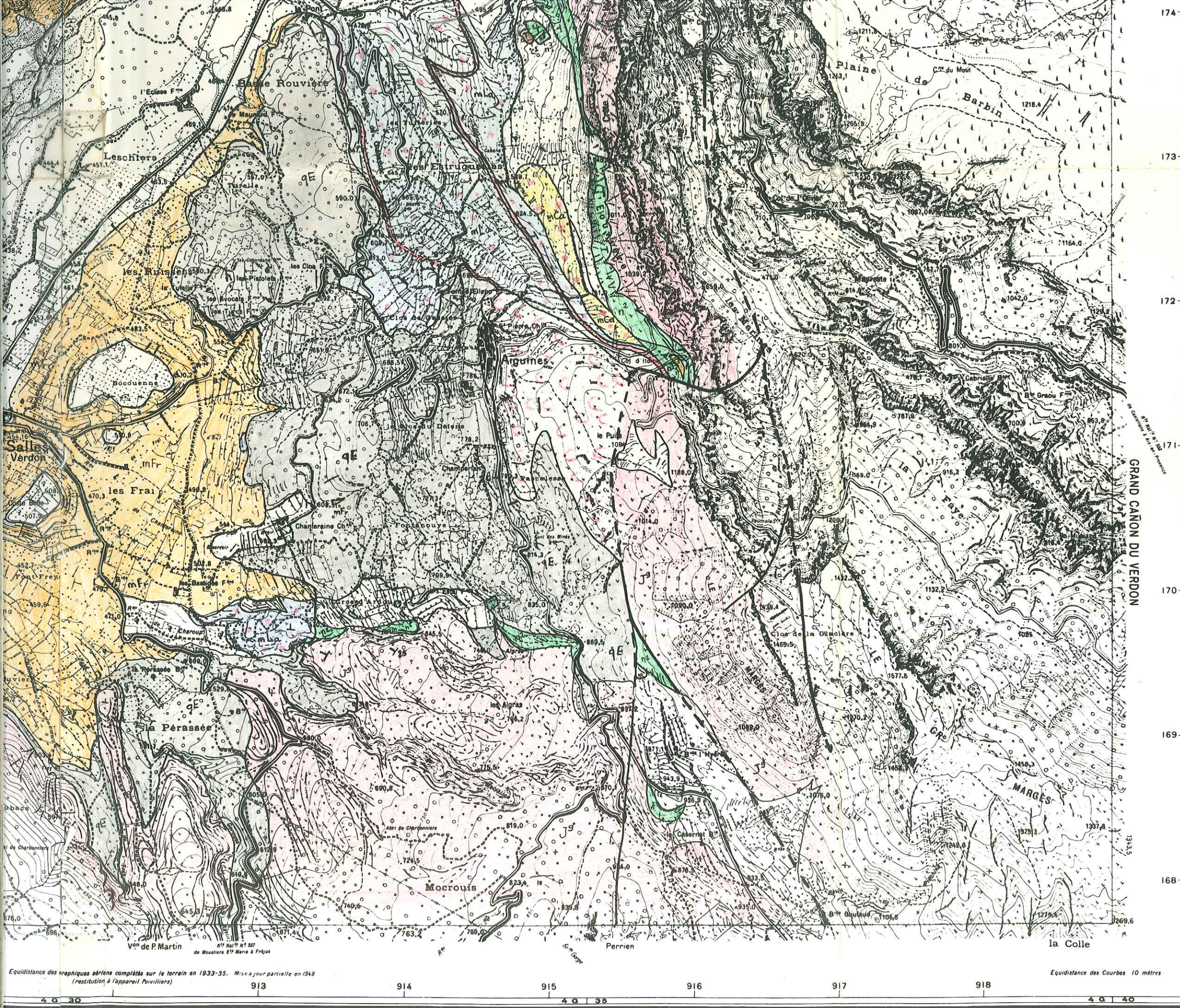
1	2	3	4
5	6	7	8



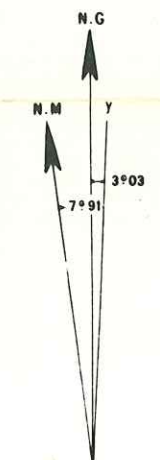
La déclinaison magnétique correspond au centre de la feuille et au 1^{er} Janvier 1958



MOUSTIERS-S^{TE} MARIE N° 7



La déclinaison magnétique correspond au centre de la feuille et au 1^{er} Janvier 1988



La déclinaison magnétique diminue chaque année de 12 minutes centésimales

G. ÜNALAN 1970

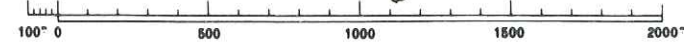
FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
GRENOBLE

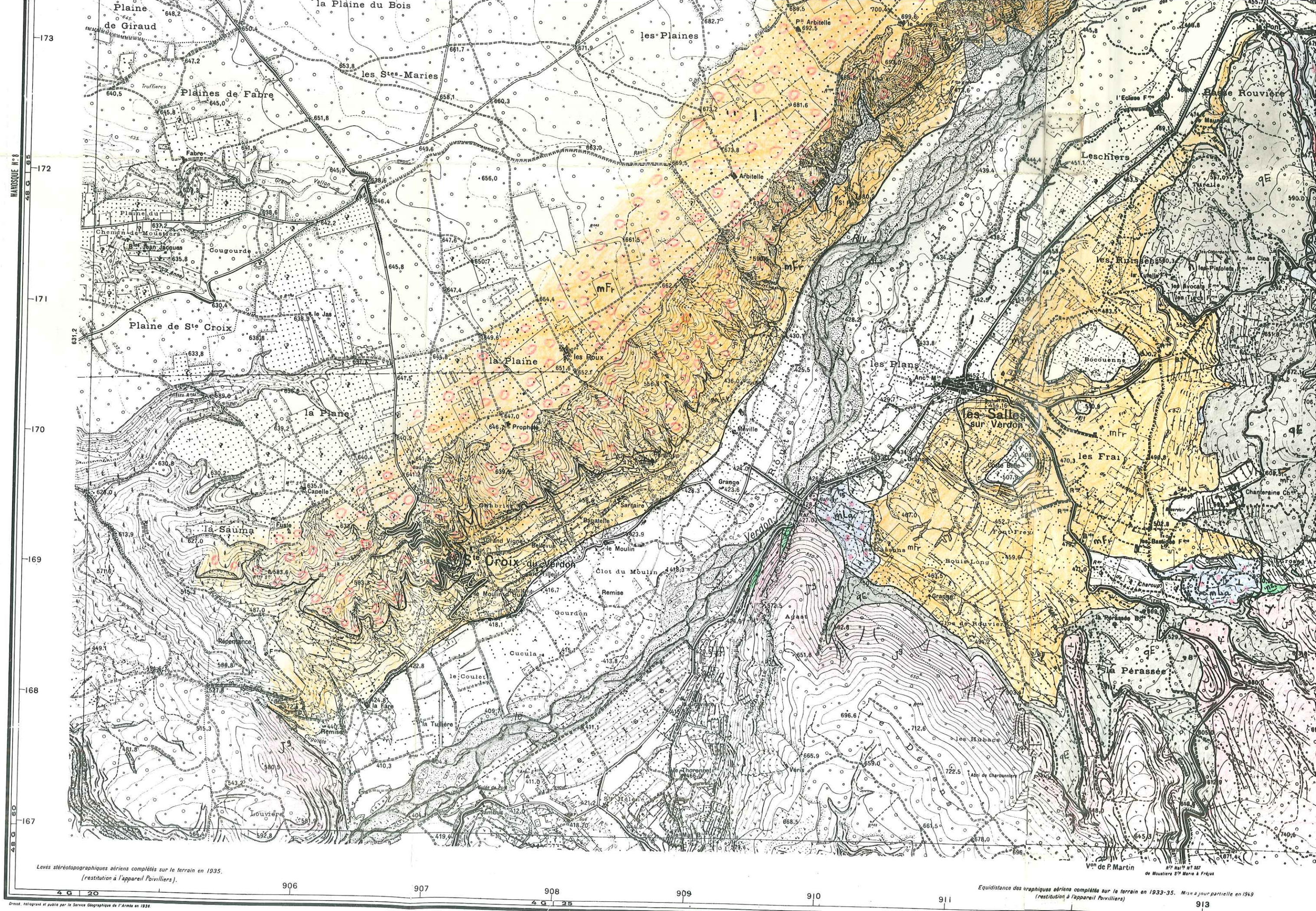
Equidistance des courbes aériennes complètes sur le terrain en 1933-35. Mise à jour partielle en 1949 (restitution à l'appareil Pouchard)

Equidistance des Courbes 10 mètres

SALERNES N°2

Echelle 1/25000





Leves stéréotopographiques aériens complétés sur le terrain en 1935.
(restitution à l'appareil Poivilliers).

Dressé, hélographé et publié par le Service Géographique de l'Armée en 1938.

Reproduction interdite

906

907

908

909

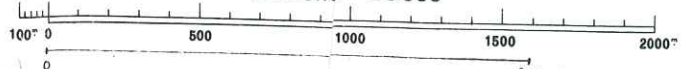
910

911

913

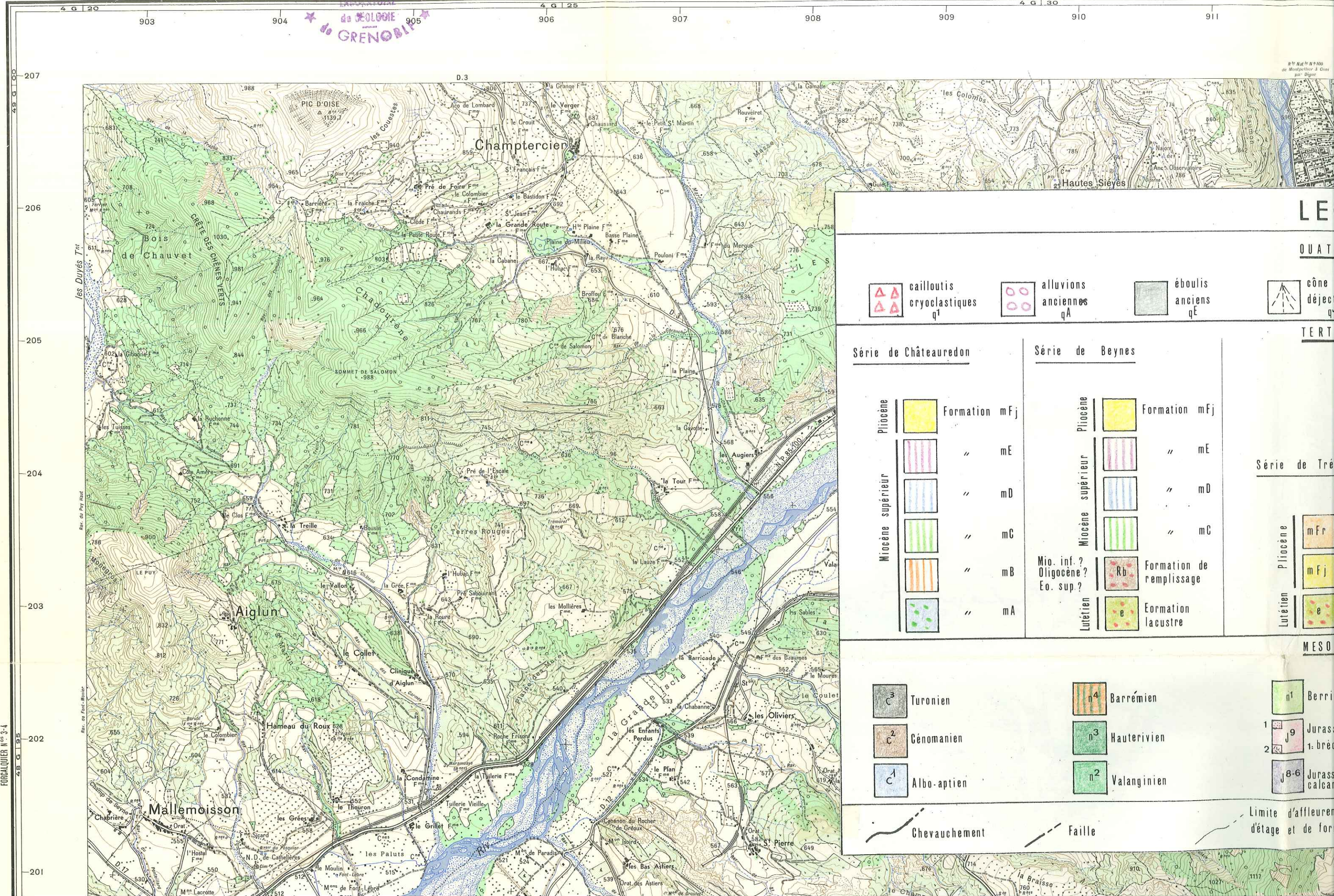
SALE'NES N° 1

Echelle 20000



Equidistance des graphiques aériens complétés sur le terrain en 1933-35. Mise à jour partielle en 1949
(restitution à l'appareil Poivilliers)

Service Géographique de l'Armée en 1938.



Série de Châteauredon

Série de Beynes

Miocène supérieur	Pliocène	Formation mFj
	"	mE
	"	mD
	"	mC
	"	mB
	"	mA

Miocène supérieur	Pliocène	Formation mFj
	"	mE
	"	mD
	"	mC
	Mio. inf. ? Oligocène ? Eo. sup. ?	Rb Formation de remplissage
	Lutétien	e Formation lacustre

Série de Tré

Pliocène	mFr
	mFi
	e

3	Turonien
2	Cénomanién
1	Albo-aptien

4	Barrémien
3	Hauterivién
2	Valanginién

1	Berri
9	Jurass 1: bréc
8-6	Jurass calcar

Chevauchement

Faillle

Limite d'affleurement
d'étage et de formation

LES AMORCES NUMÉROTÉES SUR LES CÔTÉS DU CADRE CORRESPONDENT
AU QUADRILLAGE KILOMÉTRIQUE DE LA PROJECTION LAMBERT III ZONE SUD



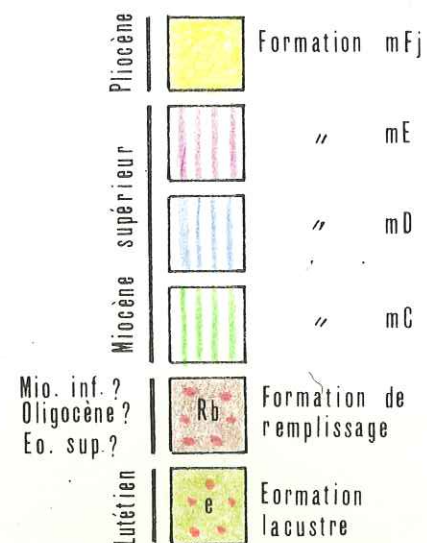
LEGENDE

QUATÉRNAIRE

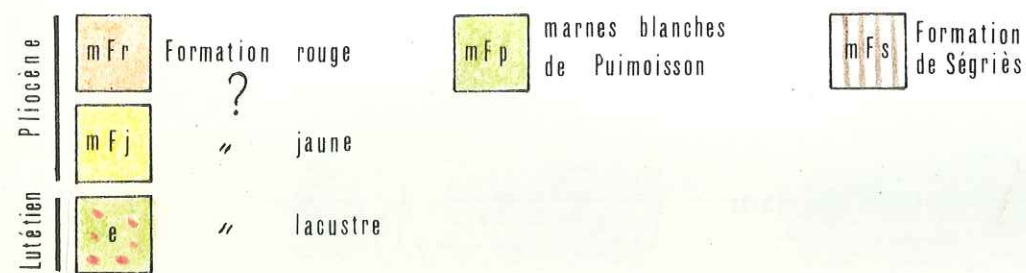


TERTIAIRE

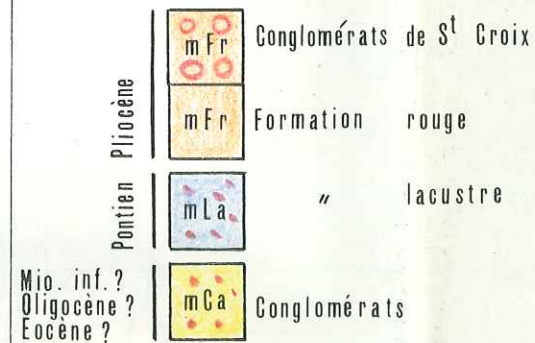
Série de Beynes



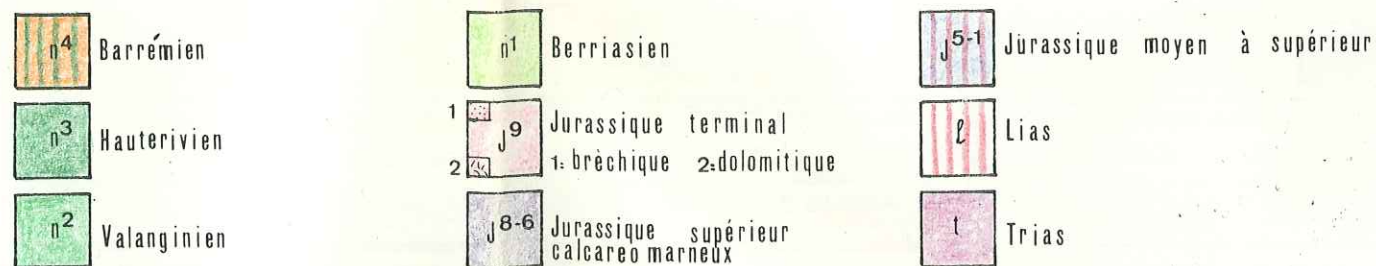
Série de Trévans



Série de Pont d'Aiguines



MESOZOÏQUE



Limite d'affleurement
d'étage et de formation

Pendage

Gisement de macrofossile

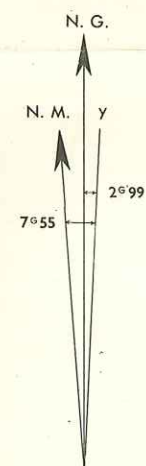
GÜNER ÜNALAN
1970

ment

Faïlle



La déclinaison magnétique
correspond au centre de la
feuille et au 1^{er} Janvier 1961.



G. ÜNALAN 1970

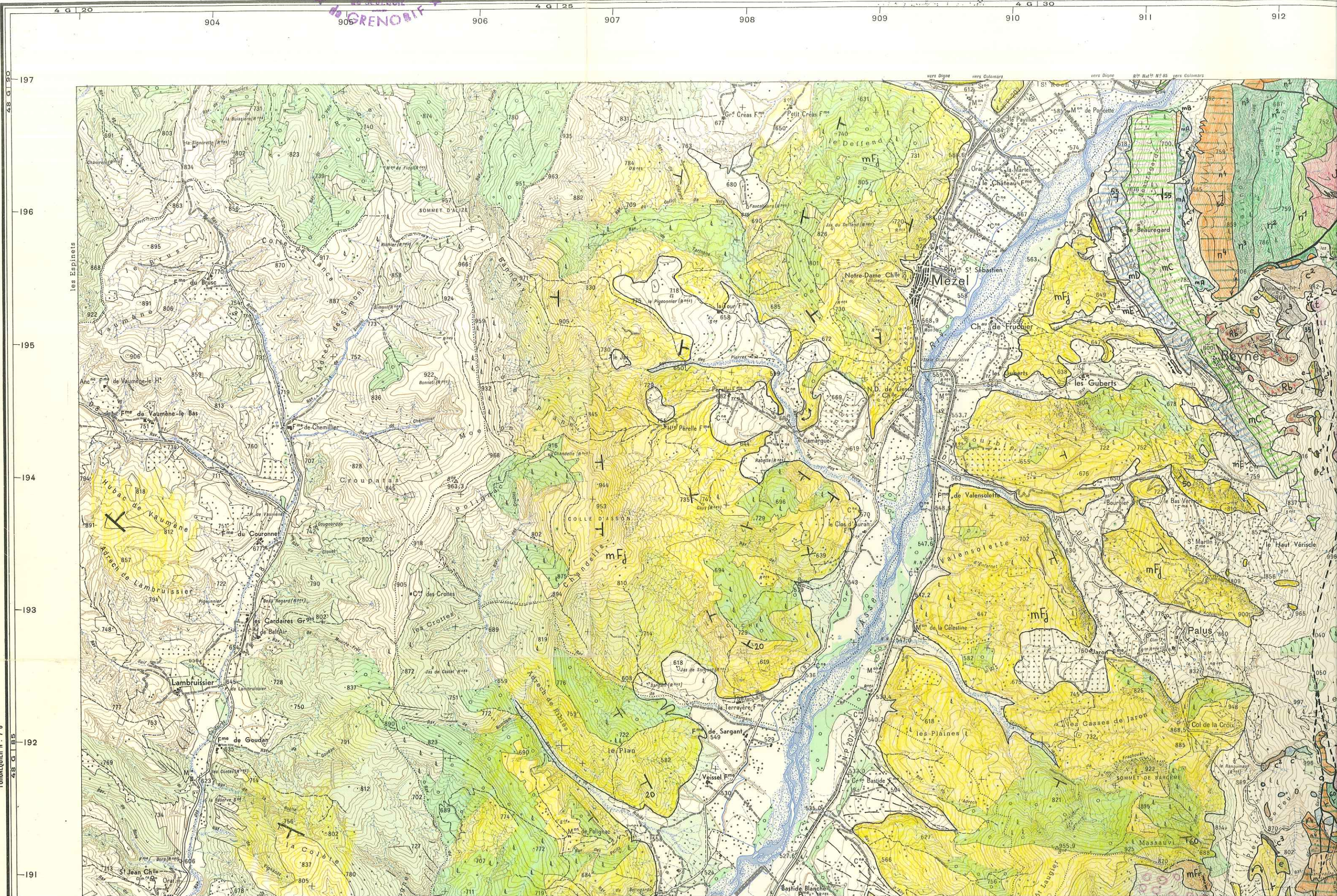
La déclinaison magnétique
diminue chaque année de



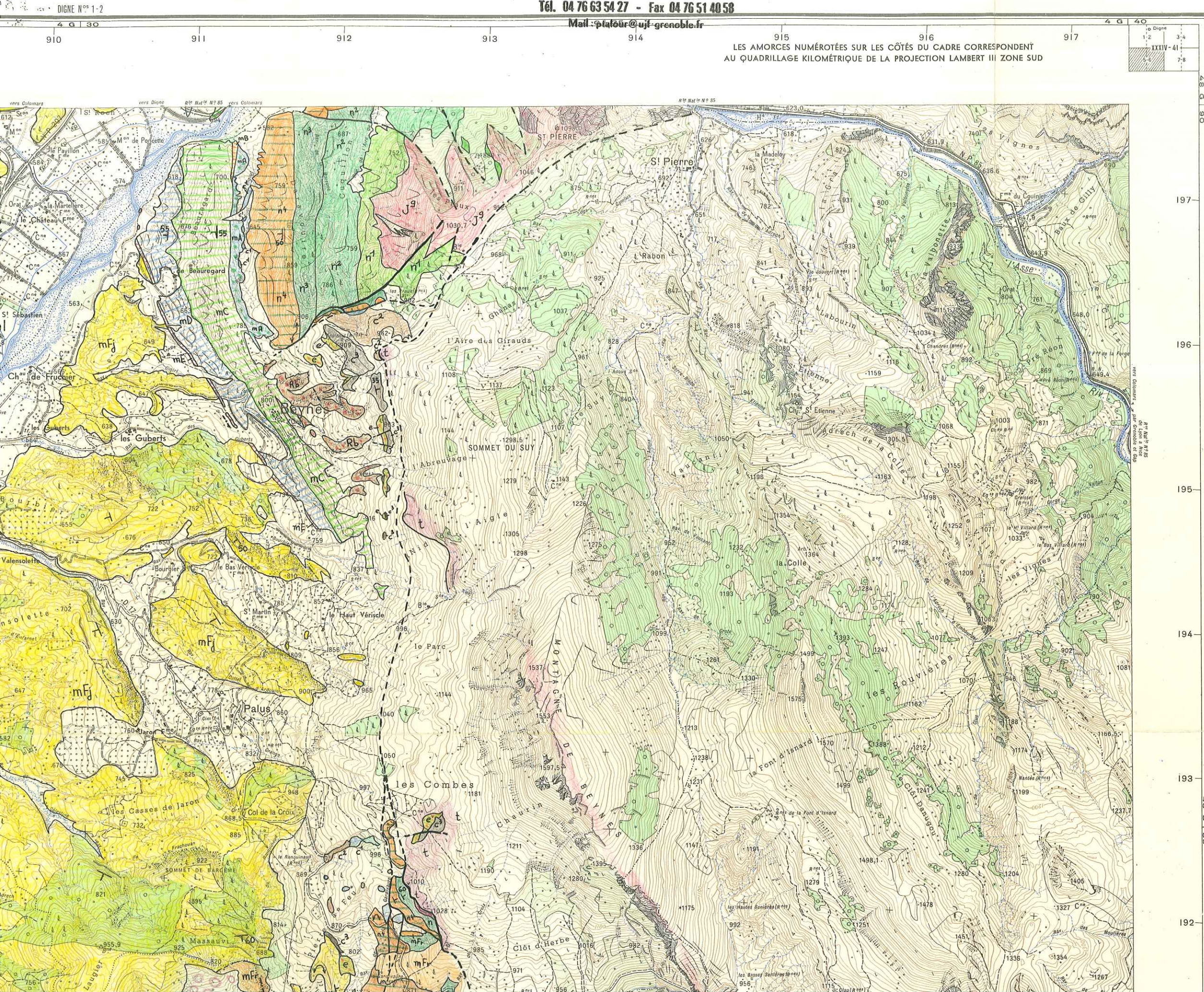
FAUSSE DES SCIENCES
LABORATOIRE
DE GÉOLOGIE
GRENOBLE

DIGNE N^{OS} 1-2

FORCALQUIER N^{OS} 7-8



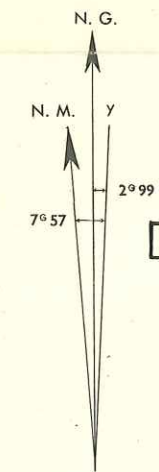
Uuden



LES AMORCES NUMÉROTÉES SUR LES CÔTÉS DU CADRE CORRESPONDENT
 AU QUADRILLAGE KILOMÉTRIQUE DE LA PROJECTION LAMBERT III ZONE SUD

1-2	3-4
5-6	7-8

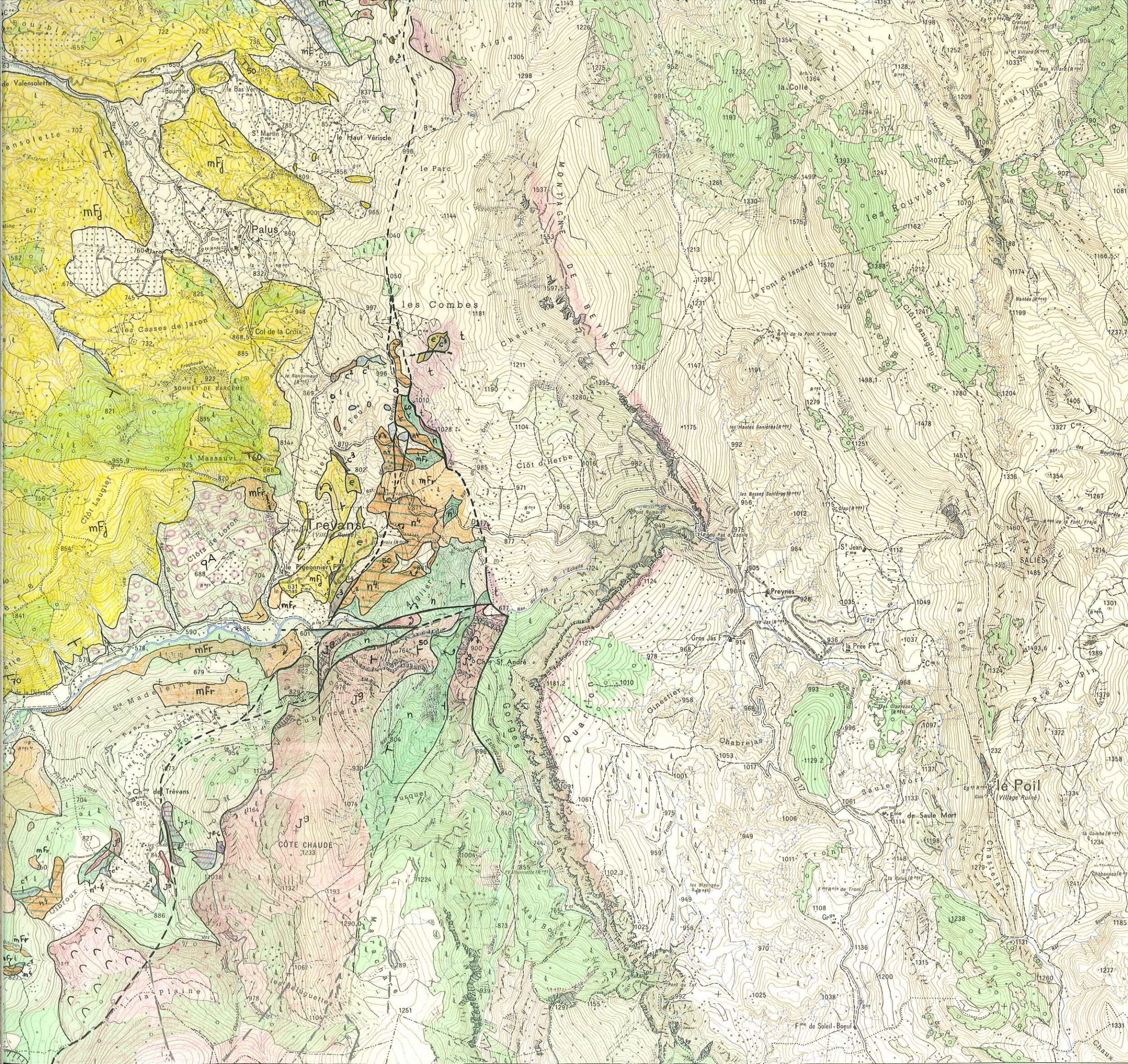
La déclinaison magnétique
 correspond au centre de la
 feuille et au 1^{er} Janvier 1961.



DIGNE N° 5-6

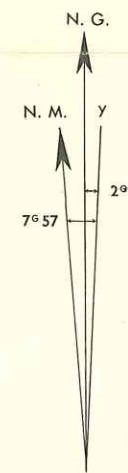
G. ÜNALAN 1970

La déclinaison magnétique
 diminue chaque année de



195
194
193
192
191
190
189
188

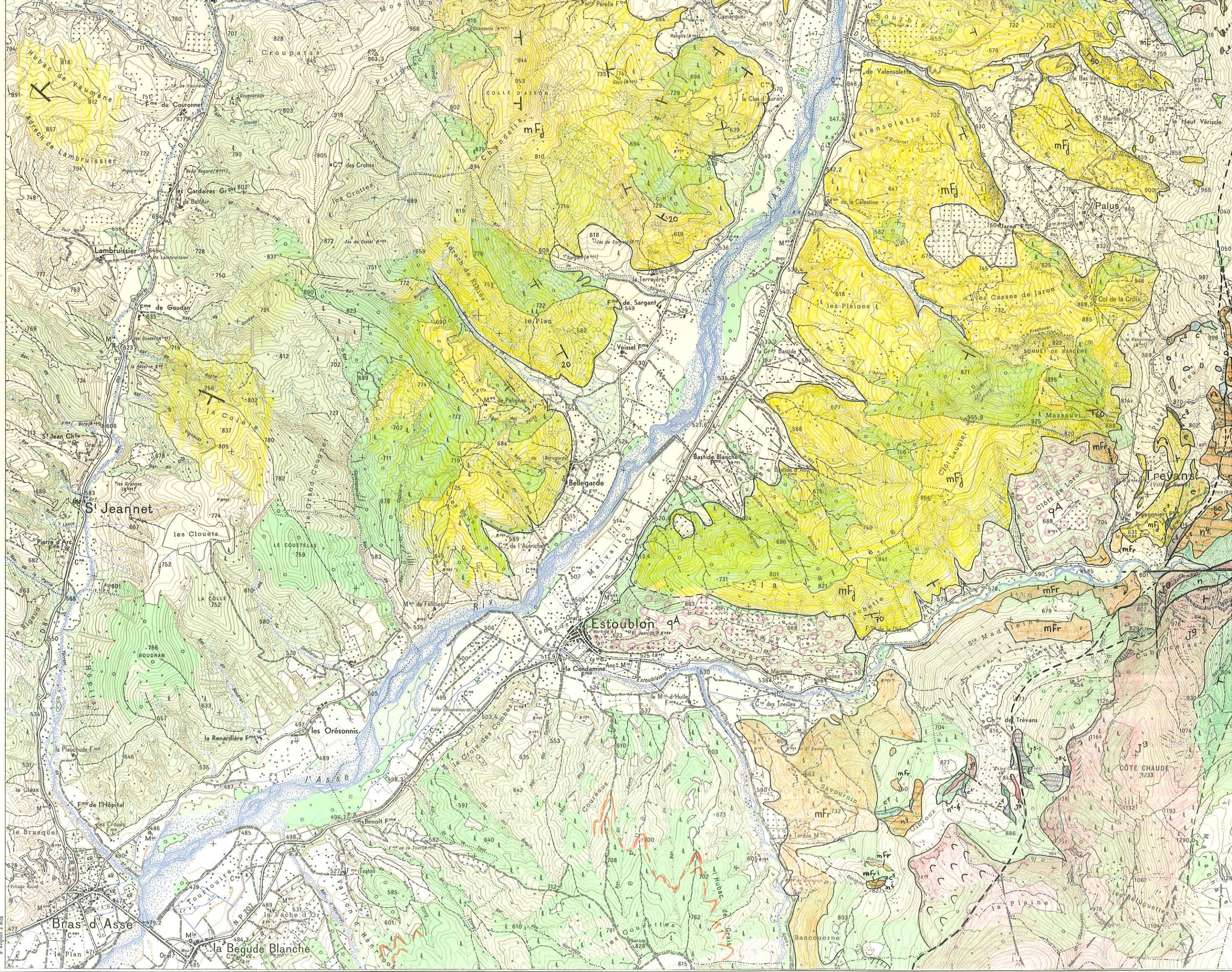
La déclinaison magnétique
correspond au centre de la
feuille et au 1^{er} Janvier 1961.



DIGNE N° 5-6

G. ÜNALAN 1970

La déclinaison magnétique
diminue chaque année de
12 minutes centésimales.



Vu,
Grenoble, le
Le Président de la thèse

R. BARBIER

Vu, et permis d'imprimer
Grenoble, le
Le Doyen de la Faculté des Sciences

E. BONNIER

IMPRIME AU LABORATOIRE
DE GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE

FACULTÉ DES SCIENCES DE GRENOBLE

3e trimestre 1970